

СОЛОМИНА ОЛЬГА НИКОЛАЕВНА чл.-корр. РАН, доктор геогр. наук, заместитель директора ИГРАН. Специалист в области палеоклиматических реконструкций и датирования археологических памятников, морен горных ледников, селевых, лавинных, вулканогенных и других голоценовых отложений. Работала в горах Кавказа, средней Азии, Камчатки, Урала, в Андах, в Арктике и в Антарктике.



ДОЛГОВА ЕКАТЕРИНА АНТОНОВНА кандидат географических наук, научный сотрудник ИГРАН. В область научных интересов входят дендроклиматология, палеогляциология. Принимала участие в полевых, работах в горах Кавказа, Путорана.



МАКСИМОВА ОЛЬГА ЕВГЕНЬЕВНА — Кандидат Географических наук. Специалист в области палеоклиматических реконструкций и датирования археологических памятников. Работала в горах средней Азии, на русской равнине.

О.Н. Соломина Е.А. Долгова О.Е. Максимова

HA CEBEPHOM KABKA3E,

РЕКОНСТРУКЦИЯ

последних столетий

условий

гидрометеорологических

В КРЫМУ И НА ТЯНЬ-ШАНЕ ПО ДЕНДРОХРОНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

О.Н. Соломина, Е.А. Долгова, О.Е. Максимова

РЕКОНСТРУКЦИЯ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ Условий последних столетий на северном кавказе, в крыму и на тянь-шане по дендрохронологическим данным

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК Институт географии



О.Н. Соломина, Е.А. Долгова, О.Е. Максимова

РЕКОНСТРУКЦИЯ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ПОСЛЕДНИХ СТОЛЕТИЙ на северном кавказе, в крыму и на тянь-шане по дендрохронологическим данным

Solomina O., Dolgova E., Maksimova O.

Tree-ring based hydrometeorological reconstructions in Crimea, Caucasus and Tien-Shan



Нестор-История Москва • Санкт-Петербург 2012

Издание осуществлено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований по проекту № 12-05-07134 Д

Рецензенты: д.б.н. С.Г. Шиятов, чл.-корр. РАН д.т.н. В.В. Клименко

Соломина О.Н., Долгова Е.А., Максимова О.Е.

С 60 Реконструкция гидрометеорологических условий последних столетий на Северном Кавказе, в Крыму и на Тянь-Шане по дендрохронологическим данным. — М.; СПб.: Нестор-История, 2012. — 232 с., ил.

ISBN 978-5-990598-699-4

Монография посвящена реконструкциям изменчивости гидрометеорологических характеристик в горах Крыма, Кавказа и Тянь-Шаня по дендрохронологическим данным. В основу реконструкций положен оригинальный дендрохронологический материал (ширина и оптическая плотность колец), собранный в последнее десятилетие в лаборатории дендрохронологии Института географии РАН. Ширина годичных колец сосны использовалась для реконструкции осадков апреля—июля в Крыму, хронологии максимальной плотности колец сосны и ели позволили восстановить температуру воздуха теплого периода на Кавказе и Тянь-Шане за последние несколько столетий. Возможности дендрохронологических реконструкций баланса массы ледников и речного стока показаны для ледников Гарабаши и Джанкуат (Кавказ), рек Нарын (Тянь-Шань) и Теберда (Кавказ). Монография представляет интерес для дендрохронологов, палеогеографов, гляциологов, гидрологов, биогеографов, климатологов и археологов.

Издание РФФИ не подлежит продаже



- © Институт географии РАН, 2012
- © О.Н. Соломина, Е.А. Долгова, О.Е. Максимова, 2012
- © Издательство «Нестор-История», 2012

ОГЛАВЛЕНИЕ

Глава 1.	Введение	9
Глава 2.	Методика дендрохронологических исследований	16
2.1.	Методика полевых исследований. Отбор образцов	
	на дендрохронологический анализ	17
2.2.	Измерение ширины и максимальной плотности	
	годичных колец	18
2.3.	Перекрестное датирование	21
2.4.	Биологический тренд и индексирование серий	22
2.5.	Оценка качества хронологий	23
2.6.	Выявление климатического сигнала в древесно-	
	кольцевых хронологиях и создание реконструкций	24
2.7.	Оценка трендов, аномалий и цикличности в рядах	25
Глава 3.	Дендрохронологическая реконструкция осадков	
	апреля-июля в Крыму	27
3.1.	Район работ	28
3.2.	Дендрохронологический материал	31
3.3.	Реконструкция осадков	33
3.4.	Дендрохронологическая реконструкция	
	и отложения Сакского озера	37
Глава 4.	Дендрохронологические реконструкции	
	гидрометеорологических параметров	
	на Северном Кавказе	42
4.1.	Район работ	42
4.2.	Колебания климата по инструментальным данным	46
4.3.	История дендрохронологических исследований	
	на Кавказе	51

4.4.	Материалы, использованные для реконструкций	53
4.5.	Хронологии ширины и плотности годичных колец	
	и их характеристики	56
4.6.	Взаимная корреляция древесно-кольцевых серий	
	и локальных хронологий	61
4.7.	Региональная хронология по ширине годичных	
	колец	65
4.8.	Цикличность в хронологиях	66
4.9.	Влияние климатических факторов на прирост сосны	
	и пихты	66
4.10.	Реконструкция температур апреля-сентября	
	по максимальной плотности сосны	67
4.11.	Верификация модели	67
4.12.	Использование дендрохронологического метода	
	для реконструкции стока р. Теберды	75
4.13.	Возможности реконструкции баланса массы ледников	
	по дендрохронологическим данным	
	(на примере ледников Гарабаши и Джанкуат)	78
4.14.	Сравнение дендрохронологических данных	
	на Кавказе с другими сведениями об изменениях	
	климата	90
Глава 5.	Реконструкция гилрометеорологических параметров	
	на Тянь-Шане	98
5.1.	Район работ	98
5.2.	Состояние ленлрохронологических исслелований	,0
	на Тянь-Шане	105
5.3.	Использованные материалы	110
5.4.	Построение хронологий ширины годичных колец	
	и их характеристики	113
5.5.	Климатический отклик в годичных кольцах ели	
	Шренка	125
5.6.	Пространственные закономерности изменчивости	
	прироста ели Шренка	133
5.7.	Реперные годы	134
5.8.	Реконструкция объема стока р. Нарын	135
5.9.	Реконструкция летней температуры воздуха	139
5.10.	Реконструкция гидротермического коэффициента	143
5.11.	Построенные хронологии и реконструкции	
	в контексте других косвенных данных	
	о региональном климате	145

6. Заключение	155
Климатический сигнал, отраженный в древесно-кольцевых хронологиях Крыма, Кавказа и Тянь-Шаня, и возможности реконструкций гидрометеорологических характеристик	155
Реконструкции температуры воздуха Северного полушария и ход летней температуры на Тянь-Шане и Кавказе по данным дендрохронологических реконструкций	158
Реконструкции летних температур на Кавказе и Тянь-Шане и факторы, влияющие на климат	163
Сравнение реконструированных летних температур на Кавказе и Тянь-Шане	164
Реконструкции показателей увлажненности, стока и баланса массы ледников	165
Цикличность в древесно-кольцевых хронологиях и палеоклиматических реконструкциях	166
Перспективы дендроклиматических реконструкций в Крыму, на Кавказе и Тянь-Шане	167
Список литературы	172
Список рисунков	189
Список таблиц	196
List of Figures	198
List of Tables	204
Summary	207
Приложение	220

TABLE OF CONTENTS

Chapter 1.	Introduction	9
Chapter 2.	Methodology	16
2.1.	Field techniques	17
2.2.	Measuring of the ring width and density	18
2.3.	Cross-dating	21
2.4.	Detrending	22
2.5.	Quality of chronologies	23
2.6.	Climatic signals in tree-ring chronologies	24
2.7.	Assessment of trends, anomalies, and cyclicality	
	in the tree-ring series	25
Chapter 3.	Dendrochronological reconstruction of April–July	
	precipitation in Crimea	27
3.1	Study area	28
3.2.	Dendrochronological material	31
3.3.	Reconstruction of precipitation	33
3.4.	Tree-ring reconstruction of precipitation	
	and Saki Lake sediments	37
Chapter 4.	Dendrochronological reconstruction of hydro-	
	meteorological conditions in the Northern Caucasus	42
4.1.	Study area	42
4.2.	Climate variability by instrumental data	46
4.3.	State-of the art of dendrochronological studies	
	in the Caucasus	51
4.4.	Materials	53
4.5.	Ring width and maximum density chronologies	56
4.6.	$Cross-correlation \ of \ tree-ring \ series \ and \ local \ chronologies \ \ldots$	61
4.7.	Regional ring width chronology	65

	4.8.	Cycles in the chronologies	. 66
	4.9.	Climatic signal in the pine and fir ring width	
		and density	. 66
	4.10.	Reconstruction of April–September temperature	. 67
	4.11.	Verification of the model	. 67
	4.12.	Teberda river runoff reconstruction	. 75
	4.13.	Potentials of tree-ring reconstructions of glacier mass	
		balance (Garabashi and Dzhankuat glaciers)	. 78
	4.14.	Comparison of tree-ring reconstructions in Caucasus	
		with other information on climate change	. 90
Cha	pter 5.	Reconstruction of hydrometeorological conditions	
		in the Tien Shan	. 98
	5.1.	Study area	. 98
	5.2.	State of the art	105
	5.3.	Materials	110
	5.4.	Ring width chronologies	113
	5.5.	Climatic response of spruce ring width and density	125
	5.6.	Spatial patterns of variability of spruce ring width	133
	5.7.	Pointer years	134
	5.8.	Reconstruction of Naryn river runoff	135
	5.9.	Reconstruction of summer air temperature	139
	5.10.	Reconstruction of hydrothermal index	143
	5.11.	Chronologies and reconstructions in the context	
		of other regional climatic proxies	145
6. C	onclus	on	155
	Clima	te signal as reflected in tree-ring chronologies	
	of the	Crimea Caucasus and Tien Shan and potentials	
	of reco	onstructions of hydrometeorological characteristics	
	in the	se areas	155
	Dagar	astruction of Northann Hamignhore summer	100
	Recor	istruction of Northern Hemisphere summer	
	and C		150
			130
	Recor	istruction of summer temperatures in Caucasus	
	and T	ien Shan and climate forcings	163
	Comp	parison of reconstructed summer temperatures	
	in Cau	acasus and Tien Shan	164
	Recor	nstruction of the drought indices, river runoff	
	and gl	acier mass balance.	165

Cycles in the tree-ring chronologies and paleoclimatic reconstructions	166
Potentials of dendroclimatic reconstructions in Crimea, Caucasus and Tien Shan	167
References	172
List of Figures (in Russian)	
List of Tables (in Russian)	
List of Figures (in English)	
List of Tables (in English)	204
Resume (in English)	207
Appendix (reconstructions)	

ГЛАВА 1 ВВЕДЕНИЕ

Анализ инструментальных рядов метеорологических наблюдений показывает наличие положительного линейного тренда в ходе среднегодовой температуры воздуха Земли за последние примерно полтора столетия. По последним оценкам (IPCC, 2013, в печати), осредненная для суши и океана глобальная температура за период 1901–2010 гг. увеличилась на 0,8 °C. Еще более существенные изменения климата в этот период отмечаются на региональном уровне. Есть основания предполагать (IPCC, 2007; 2013, в печати), что потепление, приводящее к перестройкам глобальной и региональной атмосферной циркуляции, вызывает изменения в частоте и амплитуде экстремумов (засухи, ливневые осадки и др.) и природных бедствий (лавины, сели, наводнения). Понимание механизмов, стоящих за этими процессами, а также прогноз региональной климатической изменчивости и отдельных ее элементов имеет важнейшее значение как для науки, так и для общества в целом (Клименко, 2009).

Предполагается, что горные районы особенно чувствительны к изменениям климата, однако до сих пор неясно, действительно ли потепление в горах происходит иначе, чем на равнинах (Rangwala, Miller, 2012). Так, некоторые исследователи считают, что в горах оно идет более интенсивно, причем особенно заметно увеличиваются дневные минимальные температуры (Beniston et al., 1997; Diaz and Bradley, 1997; Pederson et al., 2010). Большинство климатических моделей также показывает более заметное потепление в горах, чем на равнинах (Pepin and Lundquist, 2008).

Изменения температуры в горах приводят к существенным перестройкам и в гидрологическом цикле, в частности, к уменьшению снежности и к сокращению речного стока в летнее время (Dettinger and Cayan, 1995; Arnell, 2003; Saunders et al., 2008). Увеличивающееся в связи с потеплением испарение является причиной суровых засух в высокогорных районах (Beniston, 2003). Все эти процессы могут иметь негативные последствия для населения гор и прилегающих равнин, особенно в засушливых районах.

Понимание сложных процессов климатической изменчивости на глобальном, региональном и локальном уровне, успехи в моделировании и прогнозе изменений климата во многом зависят от наличия длинных надежных рядов метеонаблюдений. Самые долгосрочные ряды непосредственных метеорологических измерений начались в середине XVII в. в центральной Англии, однако начало наблюдений на большинстве метеостанций относится к концу XIX в. (Jones and Bradley, 1992). На территории бывшего СССР наиболее длиннорядные наблюдения имеются для Санкт-Петербурга (с 1752 г.), Вильнюса (с 1778 г.), Москвы (с 1779 г.) и Риги (с 1796 г.) (Газина, Клименко, 2008). В горных районах ряды метеорологических наблюдений не превышают 50-100 лет, а сеть метеостанций, особенно в высокогорьях, крайне разрежена. Это ограничивает возможности для достоверной оценки долгопериодной составляющей изменчивости климатических характеристик в горах, их спектральных свойств, частоты возникновения экстремальных природных явлений и других важных параметров.

Удлинить ряды инструментальных наблюдений и расширить их пространственный охват можно при помощи косвенных методов индикации климата, в частности используя дендроклиматологические методы (Bradley, 1999). Эти методы позволяют реконструировать температуру, осадки, речной сток с годовым или сезонным разрешением.

Главное достоинство дендрохронологических реконструкций их надежная, с точностью до года, временная привязка. Поэтому они служат хронологическими ориентирами для других рядов косвенных данных о климате, ни один из которых не может сравниться с дендрохронологией по точности датирования. Данные о ширине, плотности и изотопном составе годичных колец пригодны для создания количественных климатических реконструкций. Для этого временные ряды характеристик годичных колец калибруют по инструментальным рядам метеорологических наблюдений. В связи с тем, что деревья широко распространены на нашей планете, эти данные могут использоваться для создания дендрохронологических сетей. На этой основе возможно создания пространственных реконструкций климатических характеристик для больших регионов (Cook et al., 1999; Briffa et al., 2004). Под эгидой международного проекта PAGES недавно предпринята попытка реконструкции температур и осадков за последние 2000 лет для Европы, Азии, Южной Америки, Австралии и арктического региона в целом (The PAGES (http://www.pages-igbp.org/) "Regional 2k Network initiative").

Деревья, растущие на пределе своего существования, например, на верхней или нижней границе леса, обладают повышенной чувствительностью к изменению тех климатических параметров, которые ограничивают их рост (см. главу 2). Именно на верхней границе леса встречаются высоковозрастные деревья, которые обеспечивают построение реконструкций продолжительностью несколько столетий, а иногда даже и тысячелетий (Fritts, 1976).

Под верхней границей понимается предел распространения сомкнутого высокоствольного леса. Переходная полоса, в пределах которой происходит исчезновение лесных и становление луговых группировок, понимается как экотон, т. е. область сосуществования лесных и луговых элементов, находящихся в состоянии динамического равновесия. Природные границы и характер растительного покрова экотона верхней границы леса во многом определяются особенностями климатического режима (температурой, увлажнением и т. д.), орографическими условиями (высота, экспозиция и крутизна склонов), а также антропогенными факторами (Биота экосистем Большого Кавказа, 1990). Условия произрастания растений в пределах экотона верхней границы леса характеризуются сочетанием низких температур, короткого вегетационного периода при интенсивной солнечной радиации; почвы здесь имеют малую мощность и низкую плодородность. Именно здесь находится большинство пробных дендрохронологических площадей, которые обсуждаются в этой работе.

В целом верхняя граница леса соотносится с изотермой средних температур самого теплого месяца в 10 °С (Grace, 1977), однако в реальности в разных районах высоте верхней границы леса могут соответствовать среднемесячные температуры вегетационного периода от 5 °С (в Новой Гвинее) до 9,5 °С (в Альпах) (Korner, 1998). На основе детального анализа широтной изменчивости верхней границы леса в Азии установлено (Malyshev, 1993), что показатели температуры выше 0 °С или 5 °С лучше соотносятся с высотой верхней границы леса, чем граница в 10 °С.

В последние годы дендрохронологические реконструкции во многих районах достигли продолжительности в несколько тысячелетий (Wiles et al., 2004), а в некоторых — почти полностью охватывают весь голоцен (Briffa et al., 2002). На территории бывшего СССР такие длинные хронологии построены для северных районов (Ваганов и др., 1996;

Напtemirov, Shiyatov, 2002; Hantemirov et al., 2004; Хантемиров и др., 2011); на их основе выполнены реконструкции летней температуры воздуха. Бурно развивается дендроклиматология и на Алтае, где продолжительность шкал по кедру составляет около 1000 лет (Назаров, Мыглан, 2012), а по лиственнице превосходит два тысячелетия (Panyushkina et al., 2005; Myglan et al., 2008; Мыглан и др., 2009). В этом регионе дендрохронология используется и для датирования археологических объектов (Мыглан и др., 2009; 2010), и для реконструкции колебаний ледников (Назаров, Агатова, 2008; Адаtova et al., 2012). Для сопредельного Монгольского Алтая реконструкции летних температур и осадков выполнены американскими исследователями (Jacoby et al., 1996; D'Arrigo et al., 2001; Davi et al., 2010).

В других горных районах южного обрамления России — в Крыму, на Кавказе, Памиро-Алае и Тянь-Шане — продолжительность абсолютно датированных хронологий пока относительно невелика и составляет несколько столетий. Это связано с плохой сохранностью погребенной и отмершей древесины в условиях относительно теплого климата и большой антропогенной нагрузки. Исключение составляют шкалы, построенные по разным видам можжевельника, которые достигают двух и более тысячелетий (Esper et al., 2003b), однако их интерпретация, с точки зрения расшифровки климатического сигнала, очень сложна, поскольку факторы увлажненности и теплообеспеченности зачастую в равной мере отражаются в свойствах годичных колец.

Помимо ширины годичных колец, для дендроклиматического анализа широко используются плотность древесины (Schweingruber, 1988) и анализ стабильных изотопов в кольцах (McCarrol et al., 2004; Gagen et al., 2006). Известно, что максимальная плотность поздней древесины часто является более интегральным показателем температуры периода вегетации, чем ширина колец (Schweingruber, 1988; D'Arrigo et al., 1992; Vaganov et al., 2005). С одной стороны, максимальная плотность поздней древесины отражает температурные условия того времени, когда она формируется (конец лета), а с другой — находится под гормональным контролем условий начала вегетационного периода (апрель-май) (Hughes, 2001a; Kirdyanov et al., 2007). На основе максимальной плотности колец восстановлены температуры воздуха во многих районах Северной Америки (Davi et al., 2003; D'Arrigo et al., 2004), Сибири (Briffa et al., 2001; Kirdyanov et al., 2008), Европы (Briffa et al., 1988; Frank et al., 2005; Büntgen et al., 2006; 2008). Анализ плотности древесины и стабильных изотопов в кольцах, естественно, методы более дорогостоящие, чем измерение ширины колец. Они требуют специального оборудования и опытного оператора.

В этой работе своей целью мы ставили создание абсолютно датированных хронологий по ширине и максимальной плотности годичных колец и анализ их возможностей для реконструкций разных гидрометеорологичеких характеристик в трех горных районах в Крыму, на Северном Кавказе и Центральном Тянь-Шане. В результате наших исследований были созданы количественные реконструкции летних температур с годичным разрешением для Кавказа и Тянь-Шаня, осадков теплого периода для Крыма, баланса массы ледника Гарабаши и объема стока р. Теберды (Кавказ) и р. Нарын (Тянь-Шань). Реконструкции охватывают период от 200 до 350 лет, но бо́льшая длина самих хронологий до 500–700 лет показывает перспективность применения этого метода в горах Крыма, Кавказа и Средней Азии и открывает возможности и для более длительных реконструкций.

Наши самые длинные хронологии в этих районах включают период современного потепления (конец XIX — начало XXI в.) и «малый ледниковый период», но, к сожалению, почти не захватывают «средневековой климатической аномалии» (между 900 и 1350 гг., то же, что «средневековый оптимум») (Jansen et al., 2007). «Малый ледниковый период» — интервал времени между средневековой аномалией и серединой — концом XIX в. Само название этого интервала свидетельствует о происхождении термина: первоначально он был предложен для обозначения периода активизации горных ледников в позднем голоцене, но затем временные границы термина сузились (Grove, 1988), и в своем современном значении он употребляется для обозначения периода активизации ледников в последнем тысячелетии примерно между 1400 и 1850 гг. (иногда до XIII в. включительно). Дискуссия о том, насколько этот термин вообще имеет право на существование, в научной литературе длится уже несколько десятилетий. Основной аргумент противников использования термина состоит в пестроте региональных колебаний климата и в отсутствии универсальных глобальных закономерностей изменений климата в этот период (см. рис. 1.1 цв. вкл.). Дискуссия особенно оживилась после создания первой реконструкции осредненной температуры Северного полушария (Mann et al., 1999), которая показывала слабую долгопериодную изменчивость температуры и преобладание внутривековых колебаний над вековыми. Кривая получила название «хоккейная клюшка» из-за отрицательного тренда температур до начала XX в. и их последующего резкого повышения в XX в. и прогнозируемых на XXI в. Как показали более поздние работы (Esper et al., 2003b; Mann et al., 2008; Esper et al., 2012; IPCC, 2007; 2013, в печати), частично «выположенность» кривой

объясняется особенностями статистической обработки включенных в реконструкцию рядов и преобладанием дендрохронологических данных, которые имеют тенденцию занижать амплитуду изменчивости реконструируемых характеристик. Сторонниками сохранения термина «малый ледниковый период» выступают, прежде всего, гляциологи, которые приводят в качестве аргумента бесспорный факт увеличения размеров и частоты наступаний горных ледников во второй половине II тысячелетия (Grove, 1988; Соломина, 1999). Брекер (Broeker, 2000) выдвинул гипотезу об изменениях циркуляционных процессов в Мировом океане в этот период, которые могли вызвать глобальные изменения климата.

Не вдаваясь в дальнейшие подробности этой дискуссии, заметим, что наши реконструкции в основном отражают климатические изменения внутри «малого ледникового периода» и, главным образом, вносят вклад в изучение процессов, происходящих в масштабе годовой и внутривековой изменчивости. Такие аномалии часто связаны с извержениями крупных эксплозивных вулканов. Выброс в атмосферу частиц пыли и аэрозолей уменьшает прозрачность атмосферы, что приводит к ослаблению потока солнечной радиации. Это может вызвать кратковременное похолодание полушарного или даже глобального масштаба. Особенно сильно влияют на климат извержения низких широт. Характер и время распространения вулканического облака зависят от особенностей циркуляционной системы Земли (Robock, 2000). Резкое понижение температур вегетационного периода может приводить к депрессиям прироста как в год извержения, так и в течение нескольких следующих лет после извержения. Результаты сопоставления дендрохронологических рядов с датами мощных вулканических извержений были освещены в ряде работ (Lamarche, Hirschboeck, 1984; Briffa et al., 1998b; Hughes et al., 1999).

Все реконструкции, представленные в этой монографии, выполнены в дендрохронологической лаборатории Института географии РАН в последнее десятилетие (http://www.paleoglaciology. org). Помимо авторов этой книги, в этих работах принимало участие большое число наших коллег, которым мы выражаем глубокую и искреннюю признательность. Сотрудники отдела гляциологии ИГ РАН Г.А. Носенко, И.Ф. Хмелевской, Ю.О. Юрина, В.Н. Михаленко, И.И. Лаврентьев, И.С. Бушуева, С.С. Кутузов, М.Н. Иванов принимали участие в отборе образцов, А.Д. Салпагаров и А.Н. Бок оказали неоценимую помощь в проведении полевых работ в Тебердинском заповеднике. В измерениях ширины колец и перекрестном датировании принимали участие В.В. Грязнова, Ю.З. Мацковская,

14

Л.И. Лазукова, Б. Абылмеизова, в обработке материала участвовали студенты-дипломники МИФИ М. Горлов, И. Ершова, А. Шаталин. Мы благодарны О.В. Рототаевой за предоставленные метеорологические данные и А.Ф. Глазовскому за ценные консультации. Реконструкция стока р. Нарын выполнена совместно с В.Г. Коноваловым. В работах в Крыму принимали участие наши зарубежные коллеги из Лаборатории годичных колец в Обсерватории Ламонт Колумбийского университета Р.Д. Арриго, Н. Дэви и Э. Кёртис. Мы благодарны М. Хьюзу за помощь в проведении лабораторных работ по измерению плотности, Ф. Швейнгруберу — за его данные по плотности годичных колец, выложенные в открытый доступ, К. Николуси — за любезно предоставленные данные по реконструкции баланса массы ледника Хинтерайсфернер. Особая благодарность О.В. Нагорнову за помощь в сборе и анализе материала на Тянь-Шане. В.В. Мацковский принимал участие во всех этапах работы. Особенно мы признательны ему за помощь в статистической обработке данных.

Эта работа продолжалась почти десятилетие и на разных этапах финансировалась несколькими фондами и научными программами — РФФИ, МНТЦ, программой Президиума РАН «Природные катастрофы», программами ОНЗ РАН, фондом «Фулбрайт» (США).

Наша монография состоит из трех региональных разделов. Они неравноценны, так как работы в Крыму были пилотными и по их результатам опубликована всего одна статья (Solomina et al., 2005). Более подробными и продолжительными были исследования на Кавказе и Тянь-Шане. На их основе защищены две кандидатские диссертации (Долгова, 2011; Максимова, 2012) и две дипломные работы (М. Горлов, И. Ершова).

В приложениях к этой книге мы приводим выполненные нами реконструкции, том числе и в числовой форме, и надеемся, что они будут полезны специалистам разного профиля. Пожалуйста, не за-будьте сослаться на этот источник.

ГЛАВА 2 Методика дендрохронологических Исследований

Методика дендрохронологических исследований была описана неоднократно (Stokes and Smiley, 1968; Fritts, 1976; Schweingcruber, 1988; Cook and Kairiukstis, 1990; Шиятов и др., 2000) и здесь используется в своем классическом виде. Основными принципами дендрохронологии являются закон лимитирующих факторов, районов и местообитаний, чувствительность деревьев к колебаниям климата, принципы перекрестной датировки, повторности и униформизма (актуализма) (Шиятов, 1973; Fritts, 1976). Закон лимитирующих факторов заключается в том, что рост деревьев в большой степени регулируется внешними или внутренними факторами, в которых дерево испытывает недостаток. Для дендроклиматического анализа наиболее пригодны те деревья, на прирост которых оказывает преобладающее влияние только один фактор (например, летняя температура на северной границе леса). Таким образом, отбор образцов для палеоклиматических реконструкций наиболее эффективен у деревьев, которые растут в неблагоприятных климатических условиях, где наиболее полно проявляется действие лимитирующих факторов. В этих условиях у деревьев образуются узкие, существенно различающиеся от года к году по своим размерам, кольца радиального прироста («чувствительные» серии). Чередование узких и широких колец неповторимо во времени. На этом основан метод перекрестного датирования, который позволяет идентифицировать ложные и выпавшие кольца и осуществлять абсолютную и относительную датировку каждого кольца с точностью до года, а также продлевать хронологии далеко вглубь веков на основе использования древесины давно отмерших деревьев. Для обеспечения надежности реконструкций непременным условием точной датировки колец является достоверная представительная выборка образцов. Это позволяет усилить общий климатический сигнал и уменьшить «шум» в сериях, связанный с другими внешними и внутренними факторами роста. Предполагается, что физические и биологические процессы, обусловливающие изменения в росте дерева под воздействием факторов окружающей среды в настоящее время, вызывали подобные же изменения в прошлом (принцип актуализма) (Шиятов и др., 2000).

В этой работе мы будем использовать следующие термины, принятые в дендрохронологии:

- дендрохронология самое широкое определение для метода анализа годичных колец деревьев; — дендроклиматология — раздел дендрохронологии, посвященный реконструкциям климата;
- годичное кольцо слой древесины, образовавшийся за год, состоящий из слоя ранней (светлая часть рыхлой древесины) и поздней (более темная и плотная) древесины;
- древесно-кольцевая хронология (= дендрошкала) временной ряд характеристик годичного кольца;
- локальная хронология хронология, составленная для одной пробной площади;
- региональная хронология хронология, объединенная из локальных хронологий или отдельных образцов для крупного региона;
- климатический отклик, функция отклика показывает степень статистической связи характеристик древесно-кольцевых хронологий с климатическими параметрами (обычно среднемесячными температурами и суммой осадков).

2.1. Методика полевых исследований.Отбор образцов на дендрохронологический анализ

Выбор точек отбора образцов является ключевым моментом в дендроклиматическом исследовании. Именно он определяет, насколько чувствительными к тому или иному фактору внешней среды окажутся исследуемые деревья. Поскольку целью нашей работы были региональные климатические реконструкции, мы закладывали пробные площади преимущественно вблизи высотных границ произрастания деревьев — у верхней и нижней границ леса. На Кавказе мы отбирали образцы вблизи верхней границы леса и на предпольях ледников, на Тянь-Шане — кроме того, вблизи нижней границы произрастания ели и в средней части лесного пояса. Образцы сосны в Крыму отобраны в привершинной части горного массива Ай-Петри.

На каждой пробной площади образцы отбирались на некоторой ограниченной территории с относительно однородными орографическими, почвенными и микроклиматическими условиями. Координаты выбранных площадок фиксировались при помощи GPS-приемника и отмечались на космических снимках и картах.

На площадках выбирались отдельно стоящие, неугнетенные, неповрежденные деревья, чтобы максимально избежать влияния неклиматических факторов на прирост (Schweingruber, 1988; Cook and Kairiukstis, 1990). Для выявления выпавших или ложных колец с одного ствола обычно отбирались по два керна по двум произвольным радиусам (Stokes and Smiley, 1968). Как правило, бурение проводилось на высоте 1–1,5 м от поверхности земли. Для отбора кернов использовался бурав Пресслера (Grissino-Mayer, 2003). Если была возможность, отбирались спилы с отмерших деревьев на тех же площадках. Каждый образец древесины был закодирован латинскими буквами и цифрами: буквы обозначают код местообитания (например. ALI — предполье Алибекского ледника), следующие две цифры — номер модельного дерева, последующий буквенный символ (а или b) — радиус. Транспортировка отобранных образцов древесины осуществлялась в круглых пластиковых контейнерах, чтобы избежать повреждений хрупких кернов.

2.2. Измерение ширины и максимальной плотности годичных колец

Дальнейшая работа с образцами древесины проводилась в лабораторных условиях. Керны наклеивались на специальную деревянную основу, которая представляет собой рейку прямоугольной формы шириной около 1 см и длиной чуть больше длины керна. При этом керны необходимо наклеивать так, чтобы торцевая поверхность керна (перпендикулярная волокнам древесины) была параллельна верхней поверхности деревянной основы. Далее на боковые поверхности деревянной основы наносился шифр образца для исключения ошибки в идентификации образцов. Для увеличения контрастности колец керн полировали с помощью шлифовальной бумаги различной зернистости (Orvis et al., 2002). Затем, зная точную календарную дату отбора образца, проводили разметку и предварительную датировку колец (Шиятов и др., 2000).



Рис. 2.1. Поперечный срез хвойного дерева, где показаны годовое кольцо — ранняя древесина; поздняя древесина — темная часть кольца (рис. из монографии: Шиятов и др., 2000)

Годичное кольцо — это слой древесины, образовавшийся за один год в результате активности камбия в период вегетации (рис. 2.1). У хвойных крупные тонкостенные клетки формируются в начале вегетационного периода, мелкие, толстотенные — в конце. Соответственно, они образуют слои ранней (светлая часть) и поздней древесины (темная часть) (Шиятов и др., 2000). В этой работе мы используем ширину годовых колец без разделения их на слои ранней и поздней древесины и максимальную плотность колец, которая отмечается в слое поздней древесины. Ширина годичных колец была измерена с точностью до ±0,01 мм с помощью автоматизированной установки Lintab v.3.0 (Rinn, 1996). Установка состоит из стереомикроскопа, измерительного стола, с помощью которого осуществляется равномерная подача керна или спила по направлению измерений, а также компьютера как накопителя измеренных данных. При нажатии мыши величина ширины годичных колец автоматически фиксируется компьютерной программой. В нашем случае это программа TSAP (Time Series & Analysis Presentation — анализ и перекрестная датировка дендрохронологических серий и графическое представление результатов обработки данных).

Помимо ширины годичных колец для наших реконструкций мы использовали плотность древесины. Впервые методические основы регистрации и анализа плотности годовых колец были описаны Польже (Polge, 1966). Процесс измерений делится на два основных этапа: 1) получение рентгенографических снимков одинаковых по толщине древесных образцов; 2) измерение оптической плотности негативов на микроденситометре (Schweingruber, 1988). Денситометрический метод основан на линейной зависимости плотности засветки с плотностью древесины (Polge, 1966). Процесс измерения плотности является сложным, дорогостоящим и трудоемким. Так, например, важным моментом является получение тонких (как правило, 1,2 мм толщиной) пластинок древесины с помощью двухфрезерной установки. Процедура осложняется наличием трещин и разломов в кернах, которых практически невозможно избежать в ходе полевых работ и дальнейшей транспортировки. Получение снимков древесных образцов в рентгеновских лучах осуществляется в специально оборудованной комнате (Ваганов, Шашкин, 2000). Заключительный этап — это получение профилей плотности внутри годичных колец по всему древесному образцу с помощью денситометра, например, используя аппарат DENDRO-2003. В этой работе мы, в частности, использовали хронологии рентгеновской плотности, построенные в лаборатории годичных колец в Швейцарском федеральном институте исследования лесов, снега и ландшафтов (http://www.wsl.ch) и хранящиеся в открытом доступе в международном центре данных NOA (http:// www.ncdc.noaa.gov/paleo/treering.html).

В связи с указанными сложностями относительно недавно возникло новое альтернативное направление в дендрохронологии — измерение оптической плотности древесины с использованием сканеров высокого разрешения и специального программного обеспечения для анализа (Telewski et al., 1987; Sheppard, 1996; McCarroll et al., 2002; Campbell et al., 2007). Суть метода заключается в линейной зависимости, установленной для профилей изменчивости яркости изображения годового кольца, и его плотности. Кэмбэлл с соавторами (Campbell et al., 2007; 2011) показали, что профили максимальной плотности сосны обыкновенной для северной Финляндии, полученные традиционным и альтернативным способами, согласуются между собой и практически одинаково отражают изменчивость летней температуры воздуха. Эти теоретические и технологические разработки послужили основанием для применения альтернативного метода измерения плотности древесины («оптическая плотность») на Кавказе в этой работе.

Для того чтобы получить корректные результаты по плотности сосны, из образцов необходимо химическим путем удалить смолы. На рис. 2.2 (см. цв. вкл.) видно, что относительные значения максимальной плотности сильно отличаются в одном образце до и после удаления смолы. Удаление смолы из кернов и измерение плотности производились в лаборатории древесно-кольцевых исследований (Аризона, США (http://ltrr.arizona.edu/)). Керны сосны варились в аппарате Сокслета (Jensen, 2007) сначала в течение 6 часов в растворе этанола и толуола (600/400 мм), затем в течение 2-х часов в 100 %-ном растворе этанола (Schweingruber, 1988). Далее поверхность образцов,

наклеенных на деревянную основу, зачищалась с помощью микротома для исключения ошибок, связанных с кривизной поверхности керна при сканировании. Керны сканировались на сканере с высоким разрешением и изображения обрабатывались в программе LignoVision (компания RinnTech). С помощью этой программы строился профиль яркости колец, на основе которого можно получить такие параметры, как ширина годичного кольца, ширина ранней и поздней древесины, значения максимальной и минимальной плотности.

2.3. Перекрестное датирование

Данные по ширине годичных колец и максимальной плотности древесины подвергались обязательной процедуре перекрестной датировки. Метод перекрестного датирования позволяет с высокой точностью определить календарную дату выпадающих или ложных колец, что особенно актуально в условиях произрастания деревьев на верхней границе леса, где выпадающие кольца встречаются довольно часто (Fritts, 1976). Этот метод основан на том, что в районе с климатически однородными условиями деревья одного вида, как правило, показывают достаточно синхронное изменение ширины годичных колец. Чередование узких и широких колец неповторимо во времени, поэтому совместить графики изменения ширины годичных колец у сравниваемых образцов можно лишь в пределах строго определенного участка дендрохронологической шкалы. Метод перекрестного датирования — это сравнение рисунка ширины колец у дерева неизвестного возраста с мастер-хронологией (древесно-кольцевой хронологией, построенной для известного временного интервала) и выбор точного места, где соответствие между ними найдено.

В нашем случае на первом этапе датировались керны с живых деревьев, когда год формирования последнего кольца известен. На этой основе формируется мастер-хронология, достоверность которой увеличивается с добавлением каждого нового керна. Керны с живых деревьев и образцы сухой древесины неизвестного возраста датируются относительно этой мастер-хронологии. Датирование проводилось в программе COFECHA, которая позволяет произвести контроль качества полученных древесно-кольцевых серий. Для проверки точности датировки программа COFECHA преобразовывает серии измерений с помощью короткого кубического сплайна, а затем сравнивает все полученные серии и выявляет проблемные участки (Holmes, 1983). Каждая индивидуальная серия делится на сегменты по 50 лет, каждый сегмент имеет общий интервал с соседним сегментом продолжительностью 25 лет и т. д. Значения коэффициентов корреляции определяются программой для каждого сегмента серии, что наиболее точно может указать на ошибку датирования. Статистически значимым считается коэффициент корреляции выше 0,3281. В случае, если значение коэффициента корреляции падало ниже допустимого значения, образец подвергался дополнительной проверке, и замеры ширины колец корректировались. Корректировка возможна в случае выпадающих колец, ошибок оператора, повреждения керна и утраты нескольких колец и т. д. Однако если динамика прироста отдельного дерева действительно отличалась от остальных, образец исключался из дальнейшего рассмотрения.

2.4. Биологический тренд и индексирование серий

Поскольку абсолютные значения прироста древесины зависят от разных факторов (возрастные изменения, конкурентные взаимоотношения, механические повреждения деревьев и т. д.), для сопоставимости приростов у разных образцов (и видов) необходимо перевести абсолютные значения ширины и плотности колец в относительные. Особенно существенный вклад «неклиматической» природы в изменчивость ширины и плотности колец вносит возрастной тренд, так как прирост у молодых деревьев, при прочих равных условиях, больше, чем у старых. Исключения или явного снижения влияния перечисленных факторов можно добиться с помощью стандартизации или индексирования (Fritts, 1976). Обычно при индексировании для каждого образца подбирают индивидуальную биологическую кривую роста, и индексы рассчитываются путем деления или вычитания значений ширины (плотности) кольца из соответствующих значений аппроксимирующей кривой

$$I_t = R_t / G_t, \tag{1}$$

где I_t — индекс годичного кольца, R_t — фактическая ширина годичного кольца, G_t — норма прироста.

В данной работе для индексирования мы использовали программу ARSTAN (AutoRegressiveSTANdardization) (Cook, 1985), версия 3.02V (http://web.utk.edu/~grissino/software.htm). Она предоставляет возможность подбора кривой роста для каждой отдельной древесно-кольцевой серии в интерактивном режиме. При стандартизации ширины годичных колец использовались негативная экспонента, линейная функция с отрицательным или нулевым уклоном или кривая Хугерсхофа (Hugershoff) (Warren, 1980; Bräker, 2002). Эта кривая включает в себя функции полинома и отрицательной экспоненты. Предполагается, что молодое дерево в первые годы наиболее устойчиво к внешним стрессам, таким как недостаток тепла или влаги. В связи с этим вначале кривая имеет положительный уклон. Затем абсолютный годовой прирост уменьшается с возрастом и может быть описан отрицательной экспоненциальной кривой. Для индексирования использовалось деление, а для получения обобщенной хронологии по пробной площади отдельные древесно-кольцевые серии усреднялись специальным методом робастного устойчивого двухвесового среднего (Cook, 1985).

Серии ширины колец и индексов радиального прироста обладают инерционностью или автокорреляцией ввиду физиологических причин роста дерева (Fritts, 1976). Это означает, что на прирост текущего года, как правило, оказывают влияние климатические условия 2–3 (и более) предыдущих лет. Следует, однако, помнить, что автокорреляция может быть обусловлена и климатической цикличностью (Briffa et. al., 1987).

Э. Кук для удаления автокорреляционной составляющей предложил использовать модель авторегрессии, которой моделируется каждый из индивидуальных рядов индексов, после чего вычисляется ряд остатков (Cook, 1985). Далее полученные ряды усредняются, в результате чего получаются так называемые «выбеленные» «остаточные» хронологии (Residuals). Этот процесс позволяет усилить сигнал высокочастотной составляющей климатической изменчивости в хронологиях. В программе ARSTAN также вычисляются «стандартная» хронология (Standard) без удаления авторегрессии и «арстановская» хронология (Arstan), в которую возвращается климатически обусловленный низкочастотный сигнал, удаленный из остаточных серий. Если в процессе стандартизации неклиматический автокорреляционный сигнал в сериях полностью удален, «арстановская» хронология должна не сильно отличаться от стандартной. В нашем случае при индексировании кавказских хронологий было, например, обнаружено, что все три типа хронологий очень похожи между собой. В этой работе мы использовали разные типы хронологий в зависимости от поставленной задачи и типа реконструкции.

2.5. Оценка качества хронологий

Для оценки качества дендроклиматических рядов мы использовали коэффициент чувствительности, стандартное отклонение и показатель EPS (Expressed Population Signal (Briffa, 1995). Коэффициент чувствительности оценивает величину межгодовой изменчивости прироста, а стандартное отклонение — амплитуду его изменчивости. Чем выше коэффициент чувствительности и стандартное отклонение, тем более сильный климатический сигнал содержится в хронологии (Cook and Kairiukstis, 1990). Надежность хронологии оценивалась с помощью индекса EPS (Expressed Population Signal). EPS определяет, насколько хорошо реальная хронология, полученная из ограниченного количества образцов, отражает гипотетическую, представленную неограниченным числом деревьев (Wigley et al., 1984). Считается, что при падении индекса ниже определенного уровня (обычно 0,85) соответствующий участок хронологии является ненадежным и не может быть использован для палеоклиматической реконструкции. Значения EPS в нашем случае были посчитаны для каждой хронологии с помощью 30-летнего «плавающего» окна с 29-летним перекрытием.

2.6. Выявление климатического сигнала в древеснокольцевых хронологиях и создание реконструкций

Для определения статистических связей между различными климатическими параметрами и индексами древесно-кольцевых хронологий использовался корреляционный анализ. Коэффициенты корреляции Пирсона дендрохронологических данных с ежемесячными гидрометеорологическими параметрами рассчитывались за период с января по октябрь в год прироста и с мая по декабрь предыдущего года (Fritts, 1976). Для анализа также использовались сезонные и среднегодовые характеристики климата. Кроме того, для расчета функции отклика ширины, плотности и изотопного состава годичных колец деревьев на изменения климата мы использовали программы PCReg (Cook et al., 1999) и DENDROCLIM (Biondi, Waikul, 2004).

Для реконструкции выбирают месяцы, для которых связи дендрохронологических и метеорологических параметров являются статистически значимыми и объяснимыми с экологической точки зрения. Обычно используют метод линейной или, реже, множественной регрессии и — в случае, если связи оказываются недостаточно сильными — метод главных компонент. Идея последнего состоит в том, чтобы преобразовать множество объясняющих переменных в новое множество попарно некоррелированных переменных, среди которых первая соответствует максимально возможной дисперсии, а следующая — максимально возможной дисперсии в подпространстве, ортогональном первому, и т. д. Таким образом происходит ортогональное преобразование, что, с геометрической точки зрения, представляет собой вращение p-мерного векторного пространства вокруг начала координат, где p — количество объясняющих переменных. В результате такого преобразования возникают новые объясняющие переменные (количество которых, кстати, не изменяется), которые, в свою очередь, являются линейными комбинациями исходных переменных. В этой работе мы использовали как метод линейной регрессии, так и метод главных компонент (Айвазян, 1985).

После того как установлена связь метеорологических показателей с древесно-кольцевыми хронологиями, строится регрессионная модель, позволяющая перейти от показателей ширины и плотности кольца к климатическим параметрам. При создании статистической модели, описывающей связь дендрохронологических показателей с метеорологическими, калибровочный ряд обычно делят на две части: собственно калибровочную и верификационную — для того, чтобы проверить устойчивость модели. Чаще всего для этого рассчитываются коэффициенты RE (Reduction of Error) и CE (Coefficient of Efficiency) (Fritts et al., 1990). Эти коэффициенты могут принимать бесконечно отрицательные значения, но не превышают 1. RE и CE показывают, в какой степени реконструируемые значения, полученные только по половине инструментальных данных, воспроизводят ее вторую половину. В случае, когда коэффициенты положительные, модель считается адекватной.

Разделение калибровочного ряда на две части возможно, однако, лишь в случае, если этот ряд достаточно длинный, что далеко не всегда имеет место, в особенности в высокогорьях. В условиях высокогорий Кавказа, например, учитывая небольшую длину инструментального ряда гмс Северный Клухор (51 год), для оценки устойчивости и надежности нашей модели мы дополнительно использовали ряд гмс Пятигорск за 1891–1997 гг. Еще более короткий ряд инструментальных наблюдений за балансом массы ледника Гарабаши (28 лет) не позволил использовать методику деления на калибровочную и верификационную части. В данном случае для оценки качества модели был использован метод скользящего контроля: модель строилась по (n-1)точкам, а в оставшейся точке рассчитывалось отклонение от прогноза, и описанная процедура повторялась *n* раз (т. е. для каждой точки) (Вапник, Червоненкис, 1974).

2.7. Оценка трендов, аномалий и цикличности в рядах

Долгосрочная тенденция изменений метеорологических и дендрохронологических параметров оценивалась графически построением линейных трендов методом наименьших квадратов в программе Statistica 6.0. Определялись направленность, коэффициент корреляции и значимость тренда. Для сравнения изменчивости рядов наблюдений разных метеостанций были рассчитаны значения аномалий как отклонения от климатической нормы, согласно рекомендациям ВМО, за период 1961–1990 гг. (WMO, 1989).

Для проверки значимости трендов в рядах речного стока использовалась следующая методика. Сначала из временны́х рядов вычитался тренд и по отклонениям оценивалась модель авторегрессионного процесса AR(1). Затем методом Монте-Карло генерировались 10 000 независимых временны́х рядов по модели оцененного процесса, и для каждого из них был рассчитан тренд. Наконец 2,5-я и 97,5-я процентили распределения значений этих трендов были приняты за нижнюю и верхнюю границу для проверки значимости тренда, т. е. если первоначальный тренд попадал в этот интервал, то он не являлся значимым.

Помимо значимости линейных трендов для метеорологических и дендрохронологических данных мы оценивали также частоту и амплитуду экстремумов в этих рядах. Для выявления ритмической составляющей в дендрохронологических и метеорологических рядах мы использовали преобразование Фурье и вэйвлет-анализ, которые были проведены в интерактивном режиме на сайте http://ion. researchsystems.com/IONScript/wavelet/ (Torrence, 1998).

Корреляционный анализ наших дендроклиматических реконструкций с данными реанализа NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996) позволил оценить пространственную репрезентативность полученных данных и дальние связи, характеризующие циркуляционные процессы на территории Евразии. Мы также провели сравнение полученных реконструкций с историческими свидетельствами об изменениях климата в Крыму, на Кавказе и Тянь-Шане, однако эти данные в исследованных нами горных районах очень ограничены. Мы анализировали наши реконструкции и в контексте региональных (Альпы (Briffa et al., 1988; Frank et al., 2005; Büntgen et al., 2007), Центральная Азия (Соломина и др., 2006; Wilson et al., 2007; Yuan et al., 2008; Chen et al., 2008; 2009)) и глобальных (Jones et al., 1999; Briffa et al., 2001; IPCC, 2007; Moberg et al., 2005; D'Arrigo et al., 2006; Wilson et al., 2007) реконструкций изменений климата высокого разрешения, а также сравнивали с другими косвенными индикаторами (колебания ледников, уровень озера Иссык-Куль, пыльные бури в Китае и пр.).

26

ГЛАВА 3 ДЕНДРОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ ОСАДКОВ АПРЕЛЯ-ИЮЛЯ В КРЫМУ

Крымские горы — территория, освоенная человеком со времен палеолита. Одна из главных особенностей этого района — недостаток воды, который связан как с засушливым летом, так и с широко распространенными здесь карстовыми породами, которые не способствуют сохранению поверхностной влаги. Это обстоятельство делает особенно актуальной проблему реконструкции и прогноза влагообеспеченности в этом регионе.

Крымские горы издавна являлись местом встречи народов западных цивилизаций (античная Греция, Рим, Византия) с номадами восточных степей (скифы, сарматы, половцы). Описания природы Крыма имеются в древних исторических источниках у Геродота, Страбона, Константина Багрянородного, Рубрука и в средневековых монастырских хрониках. Археологические сведения основаны на материалах раскопок древних городов — Ольвии, Херсонеса, Пантикапея. Исторические свидетельства об изменениях природы Крыма за несколько последних веков собраны и проанализированы Веселовским (1857), Дмитриевым (1890), Бучинским (1953). Борисов (1956) суммировал эти данные (*табл. 3.1*).

В.Б. Шостакович (1934) изучал стратифицированные отложения озер Сакского и Чокрак и предложил реконструкцию осадков за последние 4000 лет. Несмотря на то, что эти исследования были выполнены еще в 1930-е гг., ряд по Сакскому озеру, по сути, является единственным непрерывным рядом, пригодным для климатической реконструкции высокого разрешения. Согласно личному сообщению К. Кременецкого, повторное бурение осадков Сакского озера в 1992 г. проводил Дж. Кукла. Идея проекта состояла не только в том, чтобы проверить данные В.Б. Шостаковича и обработать их на новом уровне, но и довести ряд до современности с тем, чтобы

Тепло	Холодно
До Х в. до н. э.	V в. до н. э.
С I в. до н. э. до IV в. н. э.	С VII до X в. н. э.
XII–XVII bb.	1780—1870 гг.
	1900—1910 гг.
Влажно	Сухо
С I до IV в.	До Х в. до н. э.
1850—1870 гг.	XI–XVI bb.
1920—1950 гг.	1880—1900 гг.

Таблица 3.1. Колебания климата в Крыму по историческим данным (по: Борисов, 1956)

откалибровать его относительно метеорологических наблюдений XX в. Проект, однако, не был закончен, так как оказалось, что в 1990-е гг. в озеро был произведен сброс сточных вод, который нарушил стратификацию осадков на дне. Дополнительный скепсис в надежности реконструкции В.Б. Шостаковича вызвало и сравнение этих данных с двумя радиоуглеродными датами, полученными в ходе этого проекта, которые существенно разошлись с оценками 1930-х гг. К сожалению, более подробной информацией об этом проекте мы не располагаем. Другие попытки реконструировать климатические характеристики в Крыму с высоким разрешением нам также не известны.

В 1980-х гг. дендрохронологические работы в Крыму были проведены Г.Е. Коминым (1990). Им были построены хронологии ширины колец дуба продолжительностью около трех столетий, однако эти хронологии не были использованы для дендроклиматического анализа.

Таким образом, несмотря на то что в Крыму имеются исторические документы и природные архивы, содержащие информацию о колебаниях климата прошлого, а соответственно, и большие возможности для палеоклиматических реконструкций, они пока слабо используются. В этой работе мы приводим первую дендрохронологическую реконструкцию осадков в Крыму продолжительностью в четыре столетия и продлеваем ее с помощью данных по стратиграфии отложений Сакского озера на полтора тысячелетия.

3.1. Район работ

Крымские горы образуют три параллельные куэсты, высота которых увеличивается по направлению к Черному морю и достигает 1500 м в районе Ай-Петри (см. *рис. 3.1* цв. вкл.). Южный берег Крыма

защищен этими горами, что делает климат здесь более мягким. Он определяется как «средиземноморский» с максимумом осадков, выпадающих зимой. Вегетационный период обычно сухой и жаркий. Зимой в прибрежной зоне стоит облачная погода с частыми дождями и сильными ветрами. Может быть, по этой причине Геродот 2500 лет назад описывал Крым как страну с холодным суровым климатом. В центральной части Крыма климат умеренный, более континентальный. Эта территория находится под влиянием воздушных масс с Русской равнины. Холодные зимы случаются в Крыму, когда на Русской равнине устанавливается антициклон: он приносит в Крым холодную ветреную сухую погоду. Над Черным морем возникает барическая депрессия и полярный фронт перемещается к югу. В центральном Крыму максимум осадков приходится на раннее лето.

В период с декабря по март температура воздуха на вершине Ай-Петри (1180 м) часто держится ниже нуля и в горах лежит устойчивый снежный покров. Зимой на Ай-Петри температура примерно на 10 °С ниже, чем в Ялте. В верхней части гор выпадает до 1000 мм осадков, во внутренней части полуострова годовая сумма осадков много меньше (300–400 мм); эта территория отличается засушливым климатом.

Наиболее длинные ряды метеорологических наблюдений в Крыму насчитывают почти два века (в Севастополе — с 1821 г.), однако более систематические наблюдения начались с 1880-х гг. (Ай-Петри, Ялта). Заметного тренда в ходе температур на этих станциях не наблюдается (*puc. 3.2*), за исключением небольшого потепления весной —



Рис. 3.2. Ход температуры воздуха по сезонам (гмс Ялта). DJF — декабрь, январь, февраль; МАМ — март, апрель, май; JJA — июнь, июль, август; SON — сентябрь, октябрь, ноябрь



Рис. 3.4. Годовая сумма осадков по данным метеорологических наблюдений (и их тренд) в Симферополе. (Данные любезно предоставлены В.В. Поповой)

по данным отдельных станций (например, гмс Симферополь). С конца XIX до конца XX в. не обнаруживается и тренда в ходе осадков (*puc. 3.3*). Однако известно, что с 1830-х гг., согласно наблюдениям на гмс Симферополь, имеется положительный тренд годовых осадков: они увеличились примерно на 100 мм (*puc. 3.4*). К сожалению, мы не располагаем более подробными данными за XIX в., чтобы оценить ход осадков по сезонам. Растительность в Крыму очень разнообразна. На равнинных территориях севера Крымского полуострова распространены степи, горы покрыты лесами. На южном берегу, который защищен горами от северных вторжений, контрасты между температурами зимы и лета небольшие, преобладает субтропическая растительность, главным образом интродуцированная.

3.2. Дендрохронологический материал

Несколько видов деревьев в Крыму считаются потенциальными долгожителями, доживающими до 500 и более лет (*Taxus baccata L., Querqus pubescens Willd, Querqus petraea (Mattuschka) Liebl., Querqus robur L., Juniperus excelsa M.B., Pistacia mutica Fisch. et Mey*) (Згуровская, 1981). Однако находки таких деревьев-долгожителей в густонаселенных районах Крыма — большая редкость. Наиболее старые деревья, которые нам удалось отыскать, имели 402 (дуб) и 322 (сосна) годичных кольца. Большинство пробуренных нами старых дубов, можжевельников, фисташек имели сердцевинную гниль, и их возраст невозможно было определить даже приблизительно.

Отбор образцов живых и недавно погибших деревьев для этой работы проводился в сентябре 2002 и 2005 гг. В частности, мы отобрали образцы в Большом каньоне около поселка Соколиное (дуб), на мысу Ай-Тодор (фисташка), на территории древней крепости Харакс (можжевельник), вблизи городища Чуфут-Кале (дуб), на вершине и на склоне южной экспозиции горы Ай-Петри (сосна) (см. *рис. 3.5 а, б* цв. вкл.; см. также *рис. 3.1* цв. вкл.).

Для построения надежных хронологий по можжевельнику и фисташке оказалось недостаточно образцов: как указано выше, большинство деревьев было поражено сердцевинной гнилью. Значительная часть этих образцов не прошла тест на достоверность перекрестного датирования. В итоге удалось построить всего три хронологии — две для ширины колец дуба в районе пос. Соколиное (SOK) и у старого кладбища Чуфут-Кале (CK) (*рис. 3.6*) и одну — для сосны в районе горы Ай-Петри. Продолжительность хронологий — до 400 лет. Хронологии дуба все еще имеют предварительный характер из-за небольшого числа входящих в них образцов (*табл. 3.2*). Кроме того, они показывают сложные и неоднозначные связи с климатическими параметрами и явно различаются между собой, что, возможно, объясняется недостаточной обеспеченностью образцами, но может быть связано и с реальной пространственной изменчивостью климата



Рис. 3.6. Стандартные хронологии ширины колец дуба в районе с. Соколиное (SOK) и Чуфут-Кале (CK)

Название шкалы	Местоположени е	Виды деревьев	Число деревьев в шкале	Длина шкалы	Корреляция меж- ду образцами	Средняя чувстви- тельность
Ай-Петри (AjP)	N 44°27', E 34°04', высота 200–1000 м. Южный склон Главной гряды неподалеку от метео- станции Ай-Петри	Pinus pityusa + P.kochiana	21	1620-2002	0,519	0,29
Чуфут- Кале (СК)	N 44°45', E 33°50', высота 400 м. Старое кладбище Чуфут- Кале	Quercus pubescens+ Q. petraea+ Q. robur	7	1599–2002	0,55	0,23
Соколиное (Sok)	N 44°32', E 33°57', высота 300 м. Смещаный лес неподалеку от Боль- шого каньона около с. Соколиное	Quercus pubescens + Q. petraea+ Q. robur	6	1687–2002	0,43	0,21

Таблица 3.2. Данные о хронологиях ширины колец дуба и сосны в Крыму



Рис. 3.7. Хронология ширины годичных колец сосны в районе Ай-Петри и количество вошедших в нее образцов

в Крыму. Интерпретация отраженного ими климатического сигнала также требует дальнейшего исследования.

Хронология сосны (*табл. 3.2, рис. 3.7*), напротив, открывает возможности для климатической реконструкции. В нее входит 21 образец, причем EPS-параметр остается выше 0,85 с середины 1700-х гг. до 2002 г., что является приемлемым порогом (см. главу 2). Для построения хронологии индексирование образцов проводилось с помощью негативной экспоненты или линейного тренда. Для реконструкции использована остаточная хронология (Holmes, 1986).

3.3. Реконструкция осадков

Метеостанция Ай-Петри (44.47° N, 34.07° E) находится в непосредственной близости от места отбора наших образцов, что дает возможность эффективно использовать ее данные для оценки влияния климата на приросты сосны. Ее близость к месту отбора образцов особенно важна, так как распределение осадков очень изменчиво в пространстве. Среднемесячные ряды осадков были доступны для нас для периода с 1896 по 1988 г., ряды среднемесячной температуры — с 1898 по 1950 г. Ряд температур мы продлили, использовав наблюдения в Ялте за 1886–2001 гг., которые тесно коррелируют с данными гмс Ай-Петри ($R^2 = 0,75$).

Как показывает функция отклика (*puc. 3.8*), ширина колец сосны на Ай-Петри положительно коррелирует с количеством осадков теплого периода, а также с зимними и ранневесенними температурами и отрицательно — с температурой конца лета — начала осени. Положительные корреляции ширины колец с осадками весны — раннего лета





J — январь, F — февраль и т. д. Статистически значимые коэффициенты корреляции выделены пунсонами.

типичны для районов средиземноморского типа и отражают важность в обеспечении влагой деревьев в период активного роста (Hughes et al., 2001). Физиологическое объяснение имеют и отрицательные связи приростов с температурами конца лета, которые обусловлены отрицательным эффектом летней транспирации на прирост деревьев (Tranquillini, 1979). Мягкие зимы и весны, напротив, способствуют увеличению ширины колец сосны в Крыму.

Коэффициенты корреляции между шириной колец сосны и осадками за апрель — июль, измеренными на метеостанции Ай-Петри, оказываются значимыми как для периода калибровки, так и для периода верификации (*табл. 3.3*). Реконструкция (*рис. 3.9*) выбирает 37 % наблюденных осадков апреля — июля за период 1896—1988 гг. На *рис. 3.9* видно, что в пределах обоих периодов наша модель достаточно хорошо воспроизводит измеренные значения осадков, хотя максимальные экстремумы часто имеют меньшую амплитуду по сравнению с инструментальными, что обычно для дендрохронологи-



Рис. 3.9. *а* — график связи ширины колец сосны (Ай-Петри) и осадков апреля-июля; *б* — измеренные на метеостанции Ай-Петри (*черная линия*) и реконструированные по ширине колец сосны (*серая линия*) осадки с апреля по июль

ческих реконструкций осадков (Stockton, 1990). Многие аномально высокие значения осадков связаны с интенсивными, но короткими ливнями, которые не приводят к увеличению приростов у деревьев, поскольку потоки воды почти не проникают в почву, а лишь размывают ее верхний слой и усиливают поверхностную эрозию.

Таблица 3.3. Статистические характеристики калибровки и верификации модели реконструкции осадков апреля — июля для хронологии сосны (AjP) в районе Ай-Петри, Крым (в скобках — значимость коэффициента корреляции)

Vanav	1896-1941	1942-1988	1945-1988	1896-1941
ларак-	Период	Период	Период	Период
теристики	калибровки	верификации	калибровки	верификации
r ²	0,472	—	0,279	—
RE	0,484	0,435	0,295	0,401
Коэффициент	0,696 (0,001)	0,662 (0,001)	0,544 (0,001)	0,670 (0,001)
корреляции				
Пирсона				

В целом, использование скользящих средних увеличивает тесноту корреляции между приростами сосны и осадками. Ряд 11-летних скользящих средних значений реконструкции согласуется с наиболее глубоким за инструментальный период минимумом осадков в 1920-х гг., а также с четырьмя другими минимумами осадков XX в. Единственный период расхождения реконструкции и натурных данных для сглаженных кривых — 1962—1978 гг.

Реконструкция показывает (рис. 3.10), что выделяется два периода высокой изменчивости осадков апреля—июля — в 1650-е–1720-е
Глава 2



Рис. 3.10. Реконструкция осадков апреля — июля и ее сравнение с осадками за тот же период, измеренными на гмс Ай-Петри

и в 1820-е–1920-е гг. В промежутке между ними, а также в начале хронологии и в XX в. величина изменчивости осадков уменышалась. XX в. не выглядит необычным в контексте последних 400 лет ни по частоте аномалий, ни по их амплитуде. Осадки, превосходящие величину трех стандартных отклонений, отмечались за исследуемый период дважды — в 1630 и 1729 гг. Самыми контрастными условиями увлажнения были в период с 1671 по 1697 г. (см. табл. в Приложении).

Согласно результатам спектрального анализа (multitaper method, MTM) (Mann and Lees, 1996), реконструкция имеет значимый (на 99% уровне вероятности) спектральный пик в 40 лет, а также менее выраженную цикличность 10–20-летней продолжительности. Давно было замечено, что амплитуда изменчивости климатических параметров, реконструированная по дендрохронологическим данным, обычно меньше, чем у рядов метеорологических наблюдений (см., например, Fritts, 1976), что связано с использованием регрессионного метода при построении моделей перехода от дендрохронологических к климатических характеристикам. Это различие заметно и при сравнении нашей реконструкции с инструментальными данными.

Сравнивая нашу реконструкцию с наиболее длинным рядом годовых осадков в Симферополе, можно отметить их качественное сходство даже на уровне межгодовой изменчивости. Имея в виду удаленность метеостанции от места отбора наших образцов и различия в сезонности двух кривых (осадки средние за год по инструментальным данным и за апрель—июль по нашей реконструкции), даже это качественное сходство является некоторым свидетельством в пользу адекватности реконструкции. Золотокрылин и др. (1986) ранее установили, что этот исторический ряд осадков не коррелирует с Сакской хронологией, но корреляция (r = 0,5-0,6) обнаруживается при осреднении этих рядов по десятилетиям. Заметим, что, поскольку ряд состоит всего из семи точек (общий период 1820-е — 1880-е гг.), эта корреляция может быть достаточно случайной.

Сравнение архивных и исторических данных о засухах в Крыму и на юге России (Веселовский, 1857; Бучинский, 1953; Борисов, 1956) с нашей хронологией показывает их хорошую согласованность. В частности, реконструированные по дендрохронологии периоды пониженного количества осадков совпадают с историческими засухами в 1687, 1833–1834, 1845, 1881–1882 гг. Приросты ниже одного стандартного отклонения отмечались в 1687, 1833, 1834, 1845, 1846, 1882 и 1883 гг. Узкое кольцо 1806 г. (хотя и не прошедшее тест >1 стандартного отклонения) образовалось после засухи, зафиксированной в исторических источниках в 1805 г. (Борисов, 1956). Экстремально влажные годы в целом хуже отражаются в нашей дендрохронологической реконструкции (см. выше об аномально высоких осадках).

Согласно сглаженной кривой реконструированных осадков, наиболее засушливые периоды наблюдались в Крыму в 1653–1684, 1703– 1719, 1824–1852, 1879–1897 и 1920–1933 гг. Последний и, частично, предпоследний периоды перекрываются с инструментальным рядом наблюдений и согласуются с ним. Почти в течение 100 лет (с начала XVII до начала XVIII в.) осадки были около нормы с очень небольшими отклонениями. В этом отношении этот период похож на XX в. (после 1920-х гг.). Интересно, что исторические источники также не упоминают ни одной засухи между 1687 и 1805 гг. Напротив, в это время случилось как минимум два влажных периода — в 1764 г., когда в Крыму, по данным исторических источников, было достаточно травы и воды для скота и людей, и в конце XVIII в., когда реки Салгир и Карасу были полноводны, что нечасто случается и в наши дни.

3.4. Дендрохронологическая реконструкция и отложения Сакского озера

Единственная непрерывная климатическая реконструкция высокого разрешения, которая доступна для сравнения с нашими данными, — отложения Сакского озера (Шостакович, 1934). Сакское озеро (см. *рис. 3.1*) находится неподалеку от Евпатории, около 80 км от места отбора образцов сосны. Оно отделено от моря дамбой

полукилометровой ширины и 5-метровой высоты. Предполагается, что озеро образовалось около 8000 тысяч лет назад в результате трансгрессии Черного моря (Швец, 1978). На дне озера лежит слой серо-черных глин примерно 27-метровой толщины. В озеро впадало несколько ручьев, но с 1895 г. после строительства двух дамб его питание ограничивается осадками и морской водой, поступающей через подземный сток и искусственный канал.

Озеро расположено в засушливой области, где годовая сумма осадков не превышает 300—400 мм. Максимум осадков приходится на первую половину лета. Речная и ветровая эрозия являются главными поставщиками материала, откладывающегося на дне озера. Продукты ветровой эрозии откладываются главным образом в сухой период, летом. Интенсивность речной эрозии и отложения ее продуктов в большой степени зависят от количества осадков, особенно весной и в начале лета. Изредка озеро покрывается льдом. Продукты эрозии, связанные с таянием снега и льда, также вносят свой вклад в формирование донных осадков. Осадки имеют сезонную слоистость: светлые слои отлагаются зимой, более темные — в теплый период.

В.Б. Шостакович (1934) пробурил осадки Сакского озера и добыл 7-метровый керн с ненарушенной структурой. Он измерил толщину годовых слоев верхней толщи (5,2 м). Более глубокая часть керна содержала прослои соли и гипса и была непригодна для датирования.

Шостакович считал, что верхний слой отложений датируется 1894 г., т. е. последним перед строительством дамбы в 1895 г., которое изменило гидрологический режим озера. Он также полагал, что толщина слоев зависит от количества годовых осадков, однако не мог достоверно проверить свою гипотезу, поскольку ряд стратиграфических данных заканчивался раньше, чем начались регулярные метеорологические наблюдения.

Сравнение данных Шостаковича с нашей хронологией сосны первоначально не показало никакой корреляции между рядами. Однако сглаживание выявило некоторое их сходство, которое стало ясным после сдвига датировки Сакской хронологии на 16 лет назад (*рис. 3.11*). Достаточно высокий значимый на 99 %-ном уровне коэффициент корреляции между двумя сериями ($R^2 = 0,39$ для общего периода 1637–1873 гг.) означает, что эта связь вряд ли случайна.

Предлагаемая нами корректировка датировки Сакских отложений косвенно подтверждается историческими свидетельствами, которые говорят о том, что гидрологический режим Сакского озера нарушился раньше, чем предполагал Шостакович. Возможно, это случилось в 1885 г., когда был построен канал, соединяющий озеро



Рис. 3.11. Сравнение дендрохронологической реконструкции и толщины годовых слоев Сакского озера (*a*) и этих же рядов со сдвигом Сакской хронологии на 16 лет назад (*б*). Кривые сглажены 11-летним скользящим средним

с морем. Есть и другие, хотя и менее драматические свидетельства влияния человека на режим озера, которое используется в бальнеологических целях с 1830-х гг. Таким образом, сравнение стратиграфических с дендрохронологическими и историческими данными показывает, что с большой долей вероятности в керне Шостаковича было утрачено полтора десятка верхних слоев.

Другое исследованное Шостаковичем озеро Чокрак, очевидно, отражает более локальный сигнал и имеет существенно более короткий ряд осадков. По оценкам Шостаковича, они накапливались здесь в 1820-х—1850-х гг. Временная изменчивость толщины слоев двух озер не согласуется между собой ни в оригинальном виде, ни после коррекции возраста отложений Сакского озера (*рис. 3.12*). Ряд по толщине слоев отложений Чокрака не коррелирует и с нашей реконструкцией осадков по сосне.



Рис. 3.12. Временная изменчивость толщины слоев озер Чокрак и Сакского

Статистически значимая корреляция сглаженных значений толщины слоев Сакского озера и ширины колец сосны дает нам основание использовать дендрохронологическую реконструкцию в качестве переходного «моста», связывающего стратиграфические данные с метеорологическими (*puc. 3.13*). Оба ряда являются косвенными индикаторами осадков весны — начала лета. Следует, однако, подчеркнуть, что толщина слоев озерных осадков имеет большую изменчивость и, скорее всего, зависит не только от осадков весны—лета, но и от увлажненности других месяцев. На формирование осадков в озере влияют, естественно, и разнообразные геоморфологические процессы, которые лишь частично регулируются изменениями климата.

При сравнении Сакской хронологии с дендроклиматической реконструкцией мы ограничились периодом в 1500 лет, поскольку, как было отмечено выше, не исключено нарушение стартиграфии озерных отложений по мере углубления слоев, которое может происходить по целому ряду причин, не связанных с климатом. У нас есть основание полагать (см. ниже), что в этих временны́х рамках таких серьезных нарушений годовой стратификации не происходило.

Как было отмечено выше (см. *рис. 3.10*), наша дендроклиматическая реконструкция показывает, что существовало два периода высокой межгодовой изменчивости весеннее-летних осадков в 1650–1720-х и 1820–1920-х гг. и два периода более умеренных контрастов в течение большей части XVIII и XX вв. (после 1920-х гг.). Периоды высокой межгодовой изменчивости до некоторой степени соотносятся с похолоданиями малого ледникового периода в Северном полушарии,



Рис. 3.13. Увлажненность в Крыму по данным дендрохронологической и лимнологической реконструкций

низкая изменчивость совпадает с периодами потеплений (Grove, 1988). Этот феномен может быть связан с преобладанием зональной циркуляции и усилением континентальности в Крыму в периоды похолоданий планетарного характера. В случае же усиления меридиональных процессов в Крыму устанавливается более мягкий климат, который отличается меньшими контрастами в ходе увлажненности.

Видимо, именно таким был период между 1050-ми и 1250-ми гг., который примерно совпадает со второй фазой так называемой «средневековой климатической аномалии» (IPCC, 2007). Как видно из *рис. 3.13*, в это время климат в Крыму был наиболее влажным за весь полуторатысячелетний период. Если основываться на сходстве дендрохронологического ряда и ряда толщины озерных осадков, можно заключить, что климат в Крыму в это время был теплее зимой, но более прохладным и влажным летом. Именно совпадение датировок для этого периода по Сакской хронологии с принятыми для всего Северного полушария (см., например, Briffa, 2004) косвенно свидетельствует и о высоком качестве Сакской хронологии, как минимум, для периода последнего тысячелетия.

Наша реконструкция позволяет добавить информацию о климате Крыма во время средневековой аномалии к глобальной картине, представленной в работе (Wanner et al., 2011) (см. *рис. 3.14* цв. вкл.).

ГЛАВА 4 ДЕНДРОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ НА СЕВЕРНОМ КАВКАЗЕ

Палеоклиматические исследования ведутся на Кавказе не одно десятилетие. Этот район богат палеоклиматическими индикаторами. Это и горные ледники, которые изменяются в зависимости от колебаний климата, и озера и болота, где накапливается важная стратиграфическая информация об изменении во времени растительных сообществ и геохимических характеристик среды, и исторические и археологические источники. Есть также палеофаунистические, палеопедологические данные, перспективны в палеоклиматическом отношении и отложения пещер. Леса, покрывающие склоны Кавказских гор, являются потенциальным источником дендроклиматической информации. Эта глава посвящена именно последнему источнику палеоклиматических данных; в ней рассматриваются и анализируются построенные недавно реконструкции летних температур, речного стока и баланса массы ледников на северном макросклоне Центрального Кавказа (Долгова, 2010).

4.1. Район работ

Наши дендрохронологические работы проводились на Северном Кавказе на территории Тебердинского государственного биосферного заповедника и в национальном парке «Приэльбрусье» (см. *рис. 4.1* цв. вкл.). Тебердинский государственный биосферный заповедник располагается на северном макросклоне Главного Кавказского хребта и представлен двумя участками: Тебердинским и Архызским. Первый из них (65 000 га) охватывает верхнюю часть бассейна р. Теберды. Второй участок — это ущелье Кизгич (около 20000 га), недалеко от пос. Архыз. Кратчайшее расстояние между участками около 30 км. На юге район ограничен отрезком главного хребта между вершиной Джаловчат (3870 м) и Клухор-баши (3450 м). Западная граница тянется по водораздельному гребню между р. Теберда и Малая Марка, восточная охватывает водораздельную цепь между р. Теберда и Даут. Теберда образуется при слиянии р. Аманаус и Гоначхир и является левым притоком р. Кубани (Панов и др., 2008).

Приэльбрусье вместе с Эльбрусом — это самая западная часть Центрального Кавказа. Массив Эльбруса стоит на сочленении Бокового и Главного Кавказских хребтов и является западной географической границей Приэльбрусья. Современный рельеф кавказского высокогорья имеет альпийский характер. Это сильно расчлененный ландшафт с типичными проявлениями эрозионной и аккумулятивной деятельности ледников. Существенной особенностью орографии является большая разница относительных высот, что оказывает влияние на формирование природных особенностей района, а также обуславливает вертикальную поясность ландшафтов (Тушинский и др., 1952).

Климат района определяется его положением в умеренном широтном климатическом поясе, с чем связаны особенности радиационного режима и циркуляции атмосферы. Горная система Большого Кавказа препятствует продвижению холодных воздушных масс с севера на юг и теплых с юго-запада и запада на северо-восток и восток. При этом в горах создается сложная местная циркуляция, в связи с чем на территории Северного Кавказа выделяются две области умеренного пояса: атлантико-континентальная степная (Предкавказье) и горная Северного Кавказа, в которую полностью входит северный склон Большого Кавказа (Алисов, 1956). Основные черты циркуляции атмосферы в рассматриваемом регионе определяются воздействием общепланетарной циркуляции — субтропическим поясом высокого давления летом и западного отрога сибирского максимума зимой. Одновременно атмосферные процессы в регионе осложняются местными факторами, а именно сложной орографией Северного Кавказа. Зимой на процессы атмосферной циркуляции на Северном Кавказе влияют Исландский минимум и Азиатский антициклон. Зимой в Тебердинском районе значительно теплее, чем в Предкавказье, потому что холодные массы воздуха с севера, проникающие по долинам Кубани и Теберды, не поднимаются выше 1000 м. С вторжением этих масс воздуха обычно связаны похолодание и ясная погода без осадков, а также холодные северные ветры, дующие чаще всего вдоль долины

Теберды. Влияние орографии сказывается нередко в инверсиях температуры. Часто на дне долин гораздо холоднее, чем на склонах, что связано со стеканием холодного воздуха вниз (Тушинский, 1957). Выпадение осадков зимой на Западном Кавказе связано с прохождением черноморских или средиземноморских циклонов, движущихся с юго-запада на северо-восток. На Центральном Кавказе зима значительно суровее, что вызвано притоком континентального воздуха из азиатского антициклона. Из-за влияния антициклона в холодный период здесь выпадает значительно меньше осадков, чем на Западном Кавказе. Средние температуры воздуха и суммы выпавших осадков за холодный период (ноябрь—март) составляют: -2,9 °C и 733 мм, -0,4 °C и 271 мм, -4,7 °C и 294 мм для гмс Северный Клухор, Теберда и Терскол, соответственно.

В теплый период года на циркуляционные процессы на Северном Кавказе большое влияние оказывает Азорский максимум. Центральный Кавказ в это время находится под воздействием сухого среднеазиатского воздуха. В то же время в этом районе отмечается и прохождение окклюдированных западноевропейских циклонов и циклонов Иранского фронта, приносящих сюда осадки, почему их максимум и отмечается в летнее время. Средние значения температуры воздуха и суммы выпавших осадков за теплый период (апрель–октябрь) для гмс Северный Клухор, Теберда и Терскол составляют: +8,6 °С и 900,5 мм, +11,5 °С и 504,7 мм, +7,9 °С и 648,9, соответственно.

Зона постоянного снежного покрова располагается выше климатической снеговой линии на склонах гор и фирновой линии на ледниках, проходящих, соответственно, на высотах 3100 и 3500 м. Ниже распространена зона снежников-перелетков. Нижней границей их устойчивого положения является орографическая снеговая линия на высоте 2500 м. В исследуемом районе ледники относятся к бассейнам двух морей: Азовского и Каспийского. Для бассейна р. Кубань, в истоках которой находится Тебердинский заповедник, площадь оледенения достигает 23,9% от общей площади оледенения Северного Кавказа (Панов и др., 2008). Ледники занимают в основном северные склоны Главного Кавказского хребта. Преобладают долинные ледники, а крупнейшие из них для Тебердинского района — Аманаузский (длина 4,8 км) и Алибекский (3,7 км), для Приэльбрусья — Большой и Малый Азау (9,4 и 7 км), Гарабаши (4,09 км), Терскол (7,02 км). Ледникам и снежникам принадлежит большая роль в питании рек Центрального и Западного Кавказа. Так, в Тебердинском заповеднике, где проводились работы по реконструкции речного стока, вклад ледникового питания составляет 26% от общего объема речного стока.

Климатические и геолого-геоморфологические особенности отражаются в различиях почвенно-растительного покрова и ландшафтов Большого Кавказа. Для северного макросклона Западного и Центрального Кавказа характерен западнокавказский тип растительности. Нижняя высотная зона представлена луговыми степями с участками дубовых лесов (дуб черешчатый) на серых горно-лесных почвах. Горно-лесная зона начинается поясом широколиственных лесов (скальный дуб, бук черешчатый). Почвы — горные перегнойнокарбонатные бурозёмы, развитые на известняках. Выше расположены пояса смешанных и хвойных лесов. На Западном Кавказе на высотах 1200-1500 м преобладают пихтовые, елово-пихтовые или еловые леса. В долинах северного склона Центрального Кавказа произрастают более сухолюбивые сосновые леса. Горно-луговая зона представлена субальпийским, альпийским и субнивальным поясами и занимает сравнительно неширокое пространство по вертикали (Гвоздецкий, Голубчиков, 1987).

На Западном Кавказе верхнюю границу леса составляют разнотравно-злаковые буковые криволесья, сменяющиеся березовыми криволесьями. В более континентальных условиях Центрального Кавказа верхнюю границу леса на высоте 2400 м образуют сосновые леса с травяным ярусом с доминированием осоки низкой, овсяницы овечьей и других видов сухих лугов (Биота экосистем Большого Кавказа, 1990).

На Северном Кавказе с увеличением степени континентальности климата с запада на восток возрастает количество солнечных дней и, следовательно, интенсивность радиации, что способствует продвижению вверх лесной растительности, поэтому высота верхней границы леса в Приэльбрусье выше, чем в Тебердинском заповеднике. По нашим данным, положение верхней границы леса в Приэльбрусье, где были отобраны образцы сосны, на 100–150 м выше, чем на территории Тебердинского заповедника.

С увеличением абсолютной высоты значительно снижаются качественные показатели древостоев сосны: запас, текущий прирост стволовой древесины, суммы площадей сечений стволов, средняя высота и др. В составе древостоев в долинах р. Теберды и Баксана сосна имеет продолжительность жизни до 250–280 лет. Сосна образует многообразные, в основном разновозрастные ценопопуляции, в которых возраст господствующего по древесному запасу поколения, как правило, не превшает 180 лет. Самое старое живое дерево (сосна), обнаруженное нами на Кавказе, имело возраст 447 лет. Средний возраст исследованных нами образцов сосны составляет около 200 лет. Светолюбивость и нетребовательность к почвенно-грунтовым условиям позволяют сосне возобновляться даже в расщелинах скал и использовать субстрат субальпийских и альпийских лугов для продвижения верхней границы леса. По мере увеличения сомкнутости полога ценопопуляций сосны способность к самовозобновлению снижается, и создаются благоприятные условия для возобновления теневыносливых видов (ели восточной, бука восточного и др.), а затем и тенелюбивых (пихты кавказской) (Салпагаров, 2002).

4.2. Колебания климата по инструментальным данным

На *рис. 4.2, 4.3 и 4.4* показаны сезонный ход температуры и распределения осадков за инструментальный ряд наблюдений на метеостанциях Центрального и Западного Кавказа. Судя по климадиаграмме распределения среднемесячных температур и осадков, дефицита увлажнения в этом районе не наблюдается. На высоте 1300 м (гмс Теберда) переход температур через 0 °С происходит в конце февраля — марте. На гмс Северный Клухор и Терскол, расположенных выше 2000 м над уровнем моря, температуры становятся положительными в середине апреля.

Среднемесячные температуры высокогорных метеостанций, выбранных для анализа, согласуются между собой и с рядами равнинной гмс Пятигорск (*табл. 4.1*), которая расположена на расстоянии в 100–150 км от площадок отбора. Такая высокая согласованность между рядами говорит об общности температурного режима для рассматриваемого нами района и служит основанием для использования данных среднемесячных температур воздуха гмс Пятигорск в целях верификации модели.

Таблица	4.1. Kopp	еляция между сре	днемесячными те	емі	тера	атурами
	на гмс П	ятигорск и на выс	сокогорных стань	ция	X.	
D	1 1			/	10 1	2.1.)

Станции	Ι	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
С. Клухор	0,8	0,7	0,8	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,8	0,7
Теберда	0,9	0,6	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	1,0	0,9	0,8	0,8
Терскол	0,8	0,7	0,7	0,8	0,8	0,7	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8

Все коэффициенты — статистически значимые (p < 0,01)

Анализ хода среднегодовой и среднемесячных температур для гмс Северный Клухор не выявил статистически значимых трендов, однако отмечается тенденция увеличения июльской температуры



Рис. 4.2. Ход среднемноголетних температур и осадков по месяцам для гмс Северный Клухор



Рис. 4.3. Ход среднемноголетних температур и осадков по месяцам для гмс Теберда



Рис. 4.4. Ход среднемноголетних температур и осадков по месяцам для гмс Терскол

воздуха. Ход среднегодовой температуры воздуха на гмс Теберда имеет значимый положительный тренд (r = 0,33; p < 0,05). Также обнаружены статистически значимые положительные тренды хода среднемесячных температур июня, июля, августа и сентября. Линейный тренд хода среднегодовой температуры воздуха на гмс Терскол — отрицательный (r = -0,35; p < 0,05) (*табл. 4.2*). В летние сезоны 1953, 1954, 1957 и 1998 гг. здесь наблюдались самые высокие, по сравнению с другими метеостанциями, положительные аномалии (>2 стандартных отклонений) среднемесячных температур воздуха (*рис. 4.5*).

Из трех метеостанций положительный тренд в ходе суммы осадков установлен только для гмс Терскол (*табл. 4.3*). Самой многоснежной зимой за инструментальный период наблюдений была зима 1986/87. Положительные аномалии количества выпавших осадков наблюдались также в зимы 1962/63, 1978/79, 1996/97 и 2001/02. Отрицательных аномалий больше двух стандартных отклонений по количеству выпавших твердых осадков за инструментальный период не наблюдалось.

Судя по данным гмс Северный Клухор, самая многоснежная зима (больше двух стандартных отклонений) была в 1962—1963 гг. Отрицательные аномалии количества выпавших осадков летом произошли в 1965, 1974, 1979, 1980, 1994, 1998 и 2000 гг.



Рис. 4.5. Аномалии среднемесячной температуры лета, рассчитанные относительно климатической нормы 1961–1990 гг., для гмс Северный Клухор, Теберда и Терскол

Таблица 4.2. Значимость трендов хода средней годовой и месячной температуры воздуха за инструментальный период на гмс Северный

Клухор, Теберда, Терскол. *Жирным шрифтом* выделены статистически значимые коэффициенты корреляции при *p* < 0,05

		r	
Температура воздуха	Сев.Клухор (2047 м)	Теберда (1313 м)	Терскол (2214 м)
Среднегодовая	-0,01	0,33	-0,35
Январь	-0,07	0,05	-0,16
Февраль	-0,1	0,06	-0,22
Март	0,1	0,18	-0,04
Апрель	0,02	0,13	-0,15
Май	-0,1	0,09	-0,29
Июнь	0,04	0,35	-0,22
Июль	0,27	0,48	0,01
Август	0,18	0,44	-0,12
Сентябрь	0,15	0,38	-0,05
Октябрь	0,07	0,26	-0,06
Ноябрь	-0,2	-0,13	-0,21
Декабрь	-0,1	-0,09	-0,211

Для гмс Терскол статистически значимые линейные тренды изменчивости количества осадков выявлены для июня (r = 0,33; p < 0,05) и для октября (r = 0,35; p < 0,05). Самыми многоснежными зимами за инструментальный период были зимы 1962/63, 1986/87 гг. В 1957 г. наблюдалось самое влажное лето (больше двух стандартных отклонений), а в 1952, 1954, 1956, 1957, 1974, 1979, 1980, 1986, 1993, 1994 и 1998 гг. наблюдались отрицательные аномалии количества атмосферных осадков.

Таким образом, наш анализ показал, что горные ландшафты Теберды и Баксана в 1960—2005 гг. характеризовались относительно стабильными климатическими условиями. В целом, в этом районе отмечается тенденция к небольшому росту температуры воздуха отдельных месяцев и к увеличению годовых осадков. Однако разные станции зачастую фиксируют противоположные тренды изменчивости температур и осадков для среднемесячных и годовых значений. В условиях крайне редкой сети метеонаблюдений трудно достоверно определить причины этого феномена и отнести различия за счет влияния местных факторов или недостаточной репрезентативности метеостанций.

Таблица 4.3. Значимость трендов хода средней годовой и месячной суммы осадков за инструментальный период на гмс Северный Клухор, Теберда, Терскол. *Жирным шрифтом* выделены статистически значимые коэффициенты корреляции при *p* < 0,05

		r	
Осадки	Сев. Клухор	Теберда	Терскол
	(2047 м)	(1313 м)	(2214 м)
Среднегодовая	0,09	0,26	0,46
Январь	-0,19	-0,10	0,05
Февраль	0,05	0,16	0,05
Март	0,01	0,16	0,16
Апрель	0,19	0,08	0,34
Май	-0,15	-0,05	0,05
Июнь	0,05	0,18	0,33
Июль	0,00	0,00	0,05
Август	-0,01	0,01	0,14
Сентябрь	0,05	0,03	0,01
Октябрь	0,29	0,03	0,35
Ноябрь	0,09	0,09	0,22
Декабрь	-0,16	-0,02	0,15

50

4.3. История дендрохронологических исследований на Кавказе

С 1966 г. дендрохронологические исследования в верховьях Баксанской долины проводились сотрудниками проблемной лаборатории снежных лавин и селей МГУ (Турманина, 1979). Дендрохронологический метод в данном случае использовался в основном для датировки лавинных и селевых событий в прошлом. Так, анализ сбитостей, полученных соснами в результате лавинной деятельности (более 500 спилов сосны крючковатой возрастом до 300 лет), росшими по периферии лавинных и селевых конусов в верховьях р. Баксан, показал, что чаще всего они наблюдаются в годы с хорошим приростом, т. е. в годы теплых летних сезонов. В.И. Турманина (1971, 1979) установила, что прирост сосны снижается в периоды наступания ледников на Кавказе. Однако она же отмечает, что незначительные наступания ледников последнего столетия (1927-1933 гг.) не нашли отражения в динамике приростов древесины сосны (Турманина, 1971). По данным В.И. Турманиной, на прирост сосны более всего оказывают влияние количество выпавших осадков за год и в период вегетации. Обнаружено, что прирост снижается в годы существенного понижения температур вегетационного периода и в периоды снижения нормы годовых осадков при повышении температур вегетационного периода (Турманина, 1972). Было отмечено, что сосны, растущие на дне долины, увеличивали прирост при повышении летних температур, а сосны южного склона — при увеличении летних осадков (Турманина, 1976).

Обширные дендрохронологические работы на Кавказе в 1970-1980-е гг. велись Институтом ботаники АН Литовской ССР. Результаты этих работ (ширина колец и ее индексированные значения) публиковались в сборнике «Дендрошкалы Советского Союза». Индексирование осредненных данных происходило по методике Т.Т. Битвинскаса (1965), которая заключается в расчете отклонений от 20-летних скользящих средних, что существенно затрудняет использование этих данных для палеоклиматических реконструкций. В Приэльбрусье (Лукьянова и др., 1987) были отобраны 20 кернов сосны на ярко выраженной морене, которая, по мнению Г.К. Тушинского (1963). датируется серединой XIX в. Хронология Л.М. Лукьяновой и др. (1987) успешно датируется относительно нашей более длинной хронологии, что свидетельствует о достоверности обеих. П.В. Ковалевым и др. (1984) была предпринята попытка использования дендрохронологического материала для реконструкции среднегодовой температуры воздуха для гмс Теберда на Западном Кавказе. Хронология ширины

годичных колец была построена для четырех радиусов одного спила пихты (Abies nordmanniana), полученного в 1965 г. на южном склоне долины р. Домбай-Ульген. Так как линейные коэффициенты корреляции между индексами прироста пихты и среднегодовыми температурами оказались малы, была найдена связь между параметрами, которая хорошо описывается кубическим полиномом. В современной дендрохронологии не принято использовать для реконструкции один образец и мы подвергли данные Ковалева и др. (1987) процессу перекрестной датировки относительно мастер-хронологии пихты, полученной для этого же района. Обнаружилось, что несколько последних лет имеют низкую корреляцию с мастер-хронологией. Это свидетельствует об ошибке датирования образца начиная примерно с 1940-х гг. Однако эти данные могут быть включены в нашу хронологию пихты для периода 1800-1940 гг. Это увеличит сигнал в «хвосте» хронологии, так как этот образец — самый длинный из всех имеющихся (*рис.* 4.6).

Помимо двух упомянутых выше, многочисленные кавказские хронологии ширины колец, опубликованные в сборниках «Дендрошкалы Советского Союза» (обзор см.: Соломина, 1999), оказались непригодными для использования в дендроклиматических целях из-за способа индексирования, который был применен при их построении (Битвинскас, 1965). Этот способ искажает характер высокочастотной изменчивости рядов.

Одна хронология для тиса ягодного (*Taxus baccata L.*) за период 1556—1980 гг. представлена для территории Грузии (N = 42, E = 45, 17; H = 2000 м) в Международном банке дендрохронологических данных http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/treering.html (авторы — Kuniholm, Steele, Tovar), однако результаты ее дендроклиматического анализа нам неизвестны и, вероятно, не опубликованы.

На кафедре ландшафтоведения МГУ дендрохронологический методиспользуется для индикации динамики и функционирования ландшафтов высокогорий Кавказа (Бочкарев, Дьяконов, 2009). Частично район наших работ в долине р. Баксан перекрывается с районом исследования упомянутых авторов, однако цели и задачи наших исследований были различными. Если Ю.Н. Бочкарев и К.Н. Дьяконов (2009) стремились выявить различия в динамике приростов деревьев, растущих в разных ландшафтных обстановках, то мы, напротив, интересовались общим для них климатическим сигналом. К счастью, дендрохронологический метод позволяет подойти к решению обеих задач.

Несмотря на интересные результаты, полученные исследователями в конце XX в., детальные работы по выявлению сопряженности



Рис. 4.6. Продолжительность древесно-кольцевых серий пихты *Abies nordmanniana (Steven) Spach*. в долине Алибек

динамики приростов в пространстве, по идентификации климатического сигнала в ширине годичных колец у разных древесных пород, по реконструкции колебаний климата и других параметров среды все еще составляют задачи будущего. Некоторые аспекты этих проблем будут рассмотрены ниже в этой работе.

4.4. Материалы, использованные для реконструкций

С 2002 г. вблизи верхней границы леса и на предпольях ледников на высоте 1900—2500 м сотрудниками отдела гляциологии ИГРАН было отобрано около 200 кернов сосны обыкновенной (*Pinus sylvestris L.*) и пихты кавказской (*Abies nordmannana (Steven) Spach.*); они послужили основой для этой работы (Долгова и др., 2007) (см. *рис. 4.1* цв. вкл.). Все дендрохронологические площадки, использованные в работе, расположены в природоохранной зоне, что обеспечивает минимальное антропогенное влияние на местообитание деревьев. Площадки для отбора образцов были заложены вблизи верхней границы леса на склонах долин Баксан, Теберда, Кизгич и на предпольях ледников Большой Азау, Терскол и Алибек (*табл. 4.4*).

В этой работе мы использовали ряды ближайших к местам отбора дендрохронологического материала высокогорных метеорологических станций (*табл. 4.5*).

ристики древесно-кольцевых хронологий,	обных площадей Кавказа в 2004-2009 гг.
Таблица 4.4. Характерист	построенных для пробн

Название площадки	Местоположение	Z	Щ	Экспо- зиция	Bысо- та, м	Кол-во кернов (перевкев)	Дата отбора	Вид
KV	Древняя морена ледника Б. Азаv (станция MГУ)	43 15 951	42 28 847	Ю	2200	10(5)	2002 Август- сентябрь	Pinus sylv.
GAR	Предполье ледника Гарабаши	43 15 965	42 29 201	Ю	2340	14(7)	2003 Июнь	Pinus sylv.
CHS	Южный склон горы Чегет, верхняя граница леса	43 15 977	42 29 199	Ŋ	2470	8(4)	2003 Июнь	Pinus sylv.
CHE	Восточный склон г. Чегет, верхняя граница	43 14 478	42 30 773	В	2535	8(4)	2005 Июнь	Pinus sylv.
BAZ	Конечная морена ледника Б. Азау	43 26 660	42 46 272	1	2420	60(30)	2004 Сентябрь	Pinus sylv.
KHAT	Склон горы Малая Хатипара (правый борт р. М. Хатипара)	43 25 815	41 42 513	Ю—B	2285	24(12)	2006 Июнь	Pinus sylv.
KHTP	Склон горы Малая Хатипара (левый борт р. М. Хатипара)	43 26 835	41 42 339	Q	2394	22(11)	2007 Июнь	Pinus sylv.
ALI	Долина ледника Алибек	43 17 903	41 34 251	Ю, Ю—В	1889	26(12)	2006 Июнь	Abies nor- dmannana
KYZ	Левый борт р. Кизгич, верхняя граница леса	43 25 680	41 18 212	В	2392	19(8)	2007 ABFYCT	Pinus sylv.
TERS	Верхняя граница леса близ ледника Терскол	43 15 482	42 30 278	Ю	2425	15(9)	2009	Pinus sylv.

54

Метеостанция	Коорди- наты (с. ш., в. д.)	Высо- та, м	Длина ряда	Метео- параметры	Про- пуски
Теберда	43°27, 41°44	1313	1956-2005		—
Северный Клухор	43°15, 41°50	2047	1956-2005	Среднемесяч-	_
Пятигорск	44°05, 43°05	538	1891-1997	туры и осадки	—
Терскол	43°15, 42°30	2214	1951-2005		—
Гидрологи- ческий пост Теберда	43°26, 41°44	2210	1927-2002	Среднемесяч- ный сток р. Теберда	1941— 1947, 1971, 1972

Таблица 4.5. Метеорологические и гидрологические данные, использованные в работе

Метеостанция Теберда (N 43°27', E 41°44', H = 1313 м) расположена на дне долины р. Теберды в северной части Тебердинского государственного биосферного заповедника и в 20 км от Главного Кавказского хребта. Данные о среднемесячных температурах и количестве выпавших осадков доступны за 1956–2005 гг.

Данные о ежемесячном стоке р. Теберды, измеренном на гидрологической станции Теберда за 1927—2005 гг., были любезно предоставлены сотрудниками Тебердинского биосферного заповедника. Данные содержат пропуски с августа 1941 г. по декабрь 1947 г. и с января 1971 г. по январь 1972 г. (всего пропущено 102 из 948 месяцев). Пропущенные значения стока не использовались в дальнейшем анализе. На протяжении периода инструментальных измерений не известны случаи серьезного антропогенного воздействия на сток верхней части течения р. Теберды.

Метеостанция Северный Клухор (N 43°25′, E 41°83′, H = 2037 м) расположена в южной части Тебердинского государственного биосферного заповедника на Военно-Сухумской дороге, вблизи Клухорского перевала, на северном склоне Главного Кавказского хребта. Метеорологическая площадка расположена в узком горном котловинообразном ущелье, ограниченном со всех сторон высокими горами. Наблюдения на этой станции, расположенной вблизи перевала, отражают как сток холодного воздуха, так и отепляющее влияние фёнов свободной атмосферы в летний сезон (Ледник Марух, 1988). Данные среднемесячной температуры и количества выпавших осадков доступны для 1956—2005 гг.

Метеостанция Терскол (N 43°15', E 42°30', H = 2146 м) находится в верховьях долины р. Баксан на территории национального парка «Приэльбрусье». Метеостанция Терскол расположена на южном склоне Эльбруса в 6 км от конца ледника Гарабаши. Для этой метеостанции доступны данные о среднемесячной температуре и осадках за период с 1951 по 2005 г.

Метеостанция Пятигорск (N 44°05′, E 43°03′, H = 533 м) находится в 150 км от высокогорных станций Теберда и Северный Клухор на северо-восток и в 100 км от станции Терскол. Пятигорск характеризуется наиболее длинными рядами метеорологических данных (среднемесячные температура и осадки) для территории Центрального Кавказа. Доступные нам наблюдения охватывают период с 1891 по 1997 г.

В дополнение к метеоданным высокогорных метеостанций были использованы данные реанализа NCEP/NCAR R1, полученные с вебсайта (*www.knmi.nl*). Данные доступны с 1948 г. Эта модель реанализа использует ассимиляцию данных на основе Калмановского фильтра (Whitaker et al., 2002). Пространственное разрешение данных — около 0,5 градуса. Известно, что точность воспроизведения моделью климатических условий может снижаться из-за сложности рельефа в горах.

В работе также предпринята попытка восстановить баланс массы ледников, находящихся в исследуемом районе, по дендрохронологическим данным. Для этого были использованы инструментальные данные наблюдений за балансом массы двух репрезентативных ледников Центрального Кавказа — Гарабаши (1983—2005 гг.) и Джанкуат (1968—2005 гг.).

К сожалению, исторические сведения о колебаниях климата в высокогорьях Кавказа очень скудны и не систематизированы. Нам пришлось довольствоваться сведениями о климатических аномалиях, зафиксированных в исторических источниках прилегающих к Кавказу областей юга России по сводке Борисенкова и Пасецкого (2002).

4.5. Хронологии ширины и плотности годичных колец и их характеристики

Все образцы сосны обыкновенной и пихты кавказской были подвергнуты перекрестному датированию. Успешность этой процедуры оценена по результатам теста программы СОFECHA (Holmes, 1983). Ни выпадающих, ни ложных колец обнаружено не было. Это дало нам возможность построить семь стандартных хронологий по ширине годичных колец сосны и одну хронологию пихты. Их длительность составляет от 264 до 456 лет для сосны и 205 лет для пихты (рис. 4.7, табл. 4.6). Самая длинная хронология КҮZ, образцы для которой отобраны в долине р. Кизгич, охватывает период 1550-2006 гг. Большая длина этой хронологии обусловлена местоположением площадки в труднодоступном месте на верхней границе леса с уклоном склона более 30°. Сохранности высоковозрастных деревьев здесь способствовал и природоохранный статус территории (Архызский участок Тебердинского заповедника), который предполагает отсутствие вырубок и выпаса скота. Хронология пихты — самая короткая (начинается с 1800-х гг.), так как старовозрастные пихты обычно поражены сердцевинной гнилью. Этот же эффект у пихты часто обнаруживается и в Кавказском заповеднике (Грабенко, 2012), и в других горных районах, например, в Альпах (Büntgen et al., 2008). Эльбрусские хронологии сосны начинаются с XVII в. Есть мнение, что более старые деревья были уничтожены в начале XVI в. последним извержением Эльбруса (Турманина, 1972), вследствие чего произошел массовый сход селей с уничтожением растительности в Баксанской долине. Однако, согласно современным представлениям (Природные процессы..., 2004), влияние этого извержения на ландшафты Приэльбрусья было очень ограничено по площади и охватывало фрагментарно лишь нивально-гляциальную зону.

Основные статистические характеристики хронологий приведены в *maбл.* 4.6. Самое большое количество образцов вошло в хронологию КНТР, меньше всего серий в хронологии KV. Хронологии сосны характеризуются высокими межсериальными коэффициентами корреляции (0,4-0,6). Это сходство указывает на наличие общего сигнала, управляющего приростом отдельных деревьев. Во всех хронологиях наблюдаются относительно высокие значения автокорреляции первого порядка, т. е. величина прироста текущего года в значительной степени зависит от прироста предыдущих лет. В большинстве случаев автокорреляция затухает к третьему году.

Средняя чувствительность хронологий рассчитывается как отношение разницы индексов прироста двух соседних колец к их среднему значению. Чувствительность указывает на степень межгодовой изменчивости прироста древесины. Значения средней чувствительности варьируют от 0 до 2. Чем выше значение, тем предположительно сильнее влияние лимитирующего фактора / факторов (Fritts, 1976). Кавказские хронологии имеют относительно низкие значения



Рис. 4.7. Хронологии ширины (КҮZ, КНТР, CHS, GAR, KV, BAZ, TERS) годичных колец сосны, ширины годичных колец пихты (ALI) и количество используемых образцов

Название хронологии	KYZ	KV	КНТР	GAR	CHS	BAZ	ALI	TERS	MaxD
Длина хронологии	1550-2006	1640-2002	1678-2005	1693-2002	1738-2002	1660-2004	1706-2005	1714-2009	1759–2005
Количество образцов (деревьев), во- шедших в хро- нологию	20 (14)	8 (4)	57 (29)	13 (7)	15 (8)	18 (11)	25 (14)	15 (9)	25 (43)
Межсериаль- ный коэффи- циент корре- ляции	0,4	0,55	0,51	0,61	0,53	0,44	0,28	0,58	0,5
Стандартное отклонение	0,23	0,18	0,22	0,22	0,15	0,14	0,13	0,16	0,06
Средняя чув- ствительность	0,16	0,13	0,16	0,13	0,11	0,12	0,12	0,12	0,07
Средняя ав- токорреляция 1-го порядка	0,66	0,55	0,51	0,61	0,52	0,44	0,28	0,58	0,02
Средняя длина сегмента	203	283	175	160	160	233	114	233	120
EPS>0,8 (год)	1783	1805	1753	1892	1961	1752	1883	1776	1759
Доля первой главной ком- поненты, %	37,1	46,0	42,0	39,7	44,2	42,6	38,0	32,0	41,0

Таблица 4.6. Статистические характеристики хронологий

коэффициента чувствительности (от 0,11 до 0,16), однако, как показывает мировая практика, это не является ограничением для климатических реконструкций.

Рассчитанные для хронологий значения EPS (Expressed Population Signal) превышают уровень 0,8 лишь за последние 100–200 лет, что, скорее всего, связано с недостаточным количеством образцов в более ранних частях серий. Локальная хронология КНТР, в которую входит максимальное количество образцов (57), имеет самый длинный период (начиная с 1753 г.) с EPS>0,8.

Из *табл. 4.6* видно, что в большинстве хронологий первая главная компонента выбирает около 30-40% изменчивости. Это

означает, что существует некоторый общий фактор, оказывающий существенное влияние на прирост древесины во всех этих сериях. Помимо этого фактора, прирост каждого дерева, естественно, зависит от множества других причин, однако важно, что доля общей изменчивости для всех образцов, в том числе отобранных в разных ландшафтных условиях (но вблизи верхней границы леса), очень велика.

В результате измерения плотности колец сосны из урочища Хатипара были созданы хронологии КНТР и КНАТ. Древесно-кольцевые серии максимальной плотности колец успешно прошли перекрестную датировку, и высокие коэффициенты корреляции между ними позволили объединить их в одну хронологию MaxD. Итоговая хронология MaxD состоит из 43 образцов и охватывает период 1759–2005 гг. (*рис. 4.8*) Меньшая продолжительность хронологии по плотности колец, по сравнению с хронологией ширины, связана с потерей части образцов при удалении смолы.

Коэффициент корреляции между рядами, входящими в хронологию плотности, достигает величины 0,52, что говорит о наличии общего доминирующего фактора, который влияет на величину максимальной плотности поздней древесины. Значение индекса EPS с 1800 г. не опускается ниже 0,85, что свидетельствует о высоком качестве хронологии. Далее для реконструкции мы используем именно период 1800–2005 гг.



Рис. 4.8. Стандартная хронология максимальной плотности колец (MaxD, сплошная линия) и количество вошедших в нее образцов (пунктирная линия). Справа от вертикальной линии — часть хронологии, в которой значение индекса EPS>0,85

Хронология характеризуется низкими значениями среднеквадратического отклонения и средней чувствительности (0,061 и 0,07 соответственно), что свойственно хронологиям максимальной плотности колец (например, Ваганов и др., 2000). Значение автокорреляции первого порядка в хронологии MaxD всего 0,02. Это говорит о незначительном влиянии предыдущих лет на формирование максимальной плотности кольца текущего года.

4.6. Взаимная корреляция древесно-кольцевых серий и локальных хронологий

Хотя площадки отбора образцов расположены в трех весьма отдаленных друг от друга (на 200—250 км) районах (долины р. Кизгич, Теберда и Баксан), все хронологии сосны коррелируют между собой (*табл. 4.7*). Самая тесная корреляционная связь обнаружена между хронологиями CHS и KHTP (r = 0,64; p < 0,05), что, скорее всего, объясняется расположением обеих площадок в сходных орографических и почвенно-климатических условиях. Они находятся в редких сосновых лесах, расположенных в верхних частях склонов Ю, Ю-В экспозиции вблизи верхней границы леса на высотах 2200—2500 м над уровнем моря. Самая слабая корреляционная связь наблюдается между хронологиями сосны и пихты ALI, что и понятно, принимая во внимание разные экофизиологические особенности роста этих разных видов.

Наглядным подтверждением связи между хронологиями по ширине годичных колец являются результаты корреляционного (*maбл. 4.7*) и кластерного анализов (*puc. 4.9*), которые иллюстрируют степень схожести хронологий. Так, из рисунка видно, что в один кластер можно объединить хронологии (с наименьшим Евклидовым расстоянием) — это TERS, КНТР и CHS. Все они расположены вблизи верхней границы леса. Хронология сосны с площадки КҮZ имеет самое низкое сходство с другими хронологиями, даже с хронологией из соседней долины КНТР. Она представлена деревьями, растущими на очень крутом склоне восточной экспозиции в самых экстремальных условиях (см. *puc. 4.11*). Фактически это уже граница отдельных деревьев (tree line), а не граница леса (timberline), которая в данном случае лимитируется климатическими и орографическими факторами (см. Введение).

Несмотря на ясное группирование хронологий, все образцы, входящие в хронологии, хорошо датируются друг относительно друга. Поскольку процедура перекрестного датирования основана на датировках

Таблица 4.7. Коэффициенты корреляции (r) индексов стандартных хронологий между площадками за общий период 1800–2002 (N = 203).Значимые коэффициенты (p < 0,05) выделены жирным шрифтом

Хроно- логии	ALI	KYZ	KHTP	CHS	GAR	KV	BAZ	TERS	MaxD
ALI	1,00	0,18	0,31	0,31	0,16	0,24	0,28	0,42	0,16
KYZ		1,00	0,41	0,33	0,23	0,25	0,32	0,39	-0,02
KHTP			1,00	0,64	0,42	0,58	0,53	0,63	0,23
CHS				1,00	0,36	0,57	0,41	0,53	0,30
GAR					1,00	0,50	0,45	0,48	0,11
KV						1,00	0,57	0,55	0,10
BAZ							1,00	0,53	-0,03
TERS								1,00	0,12
MaxD									1,00

аномалий прироста, это означает, что все хронологии связывает некий общий климатический сигнал регионального уровня, и на неблагоприятные условия большинство деревьев в радиусе примерно 300 км отвечают сходным образом, а именно формированием узкого кольца.



Рис. 4.9. Результаты кластерного анализа хронологий ширины годичных колец сосны и пихты на Кавказе



Рис. 4.10. Поля распределения корреляционных связей между локальными хронологиями в проекции двух главных компонент за общий период 1738–2002 гг.

Следовательно, все построенные нами хронологии сосны (за исключением хронологии KYZ) теоретически могут быть осреднены и сведены в единую региональную шкалу или скомбинированы иным способом.

Другой способ группировки локальных хронологий ширины колец основан на их дискриминантном анализе. Анализ полей распределения корреляционных связей между локальными хронологиями позволил нам разделить имеющиеся хронологии на группы (*puc. 4.10, табл. 4.8*). Метод главных компонент подтверждает результаты кластерного анализа: самой «непохожей» на все остальные хронологии оказывается хронология КҮZ. Из таблицы 4.8 видно, что можно выделить только один фактор с собственным значением >1, при этом он объясняет почти 50 % дисперсии. Второй фактор объясняет 13 % общей изменчивости и может быть выделен только для хронологии КҮZ. Очевидно, что условия произрастания сосен в долине реки Кизгич отличаются от остальных и являются уникальными (см. *puc. 4.11* цв. вкл.).

На рис. 4.12 показано сравнение хронологий максимальной плотности и ширины годичных колец сосны, которые состоят из одних

Хронологии	Фактор 1	Фактор 2
KYZ	-0,44	-0,85
КНТР	-0,71	0,01
CHS	-0,75	0,06
GAR	-0,67	0,06
KV	-0,77	-0,36
BAZ	-0,73	-0,21
TERS	-0,77	-0,07
Собственное значение	3,43	0,91
Общая дисперсия, %	49	13

Таблица 4.8. Факторные нагрузки (выделение: главные компоненты) хронологий сосны по ширине годичных колец. Значения факторов >0,7 выделены *жирным шрифтом*

и тех же образцов. Видно, что хронология ширины годичных колец отличается большей изменчивостью, чем построенная по максимальной плотности. При сравнении хронологий за их общий период (1800–2005 гг.) обнаружена слабая, но статистически значимая связь (r = 0,21; p < 0,05). Из рисунка видно, что некоторые пики совпадают, а другие — на год или два отличаются. Так, например, своего минимального значения максимальная плотность достигает в 1817 г. (индекс 0,832). В этот год в сводной хронологии ширины годичных колец



Рис. 4.12. Сравнение хронологий сосны по ширине (*чёрная линия*) и максимальной плотности колец (*серая линия*). На графике указаны корреляция между хронологиями и значимость коэффициента корреляции

индекс ниже среднего (0,85), минимальный прирост в этот период смещен на 1818 г. (0,63). Таким образом, параметры годичных колец (ширина и плотность) оказываются тесно связаны друг с другом, хотя очевидно, что в изменчивости каждого параметра кольца содержится специфичный для него сигнал.

4.7. Региональная хронология по ширине годичных колец

Исходя из результатов проведенного анализа (см. описания выше), в итоговую региональную хронологию по ширине годичных колец сосны вошли все хронологии, кроме хронологии КҮΖ. Региональная хронология построена путем осреднения индексов локальных стандартных хронологий и покрывает период с 1708 г. (при наличии 5 образцов) по 2009 г. (*рис. 4.13*).

Самое значительное угнетение прироста в сводной хронологии ширины годичных колец наблюдается в 1818 г. Также отрицательные аномалии больше двух стандартных отклонений в хронологии отмечаются в 1715, 1716, 1736 гг. и в период инструментальных наблюдений в 1957 г. Пики положительного прироста выделяются в 1771, 1824, 1879 гг. При сглаживании выделяются периоды с пониженным приростом в 1713–1742, 1790–1820, 1830–1845, 1886–1898, 1903–1927, 1945–1950, 1955–1960, 1965–1983, 1991–2004 гг., с повышенным — в 1760–1780, 1820–1830, 1870–1886, 1927–1944 гг.



Рис. 4.13. Сводная хронология ширины годичных колец сосны и 7-летняя скользящая средняя. На графике выделены годы с аномальным (больше двух стандартных отклонений) приростом

4.8. Цикличность в хронологиях

Сводная хронология, а также локальные хронологии по ширине и максимальной плотности годичных колец были проанализированы на предмет наличия цикличности. Применение вэйвлет-анализа и спектрального анализа (Фурье) (Torrence et al., 1998) показало, что во всех локальных хронологиях ширины годичных колец сосны и пихты, а также в хронологии максимальной плотности выделяются циклы в 24–27 лет. В сводной хронологии ширины годичных колец сосны для Кавказа также обнаружены циклы около 60 и 10 лет. Цикл продолжительностью в 90 лет обнаружен у двух хронологий: КҮZ и BAZ (см. *рис. 4.14* цв. вкл.). Циклы более высокого порядка не обнаружены, возможно, ввиду относительно небольшой длины рядов.

4.9. Влияние климатических факторов на прирост сосны и пихты

Для оценки влияния климата на формирование ширины и максимальной плотности годичных колец был проведен корреляционный анализ между хронологиями и значениями среднемесячных температур и осадков выбранных метеостанций за период с апреля предшествующего приросту года по октябрь текущего. Результаты анализа приведены ниже в виде таблиц, в которых жирным шрифтом выделены статистически значимые (p<0,05) коэффициенты корреляции (r) (*табл. 4.9* и 4.10).

Корреляционный анализ показал, что хронологии по ширине годичных колец Тебердинского района слабо зависят от среднемесячных температур воздуха теплого периода текущего года. Лишь хронологии TERS и BAZ отрицательно коррелируют с температурами текущего мая. Из таблицы 4.9 видно влияние (положительные значения коэффициента корреляции) ноября предыдущего года на формирование кольца текущего года в хронологиях KYZ, CHS, KHTP, TERS, ALI и для региональной хронологии. Эта связь прослеживается для всех выбранных метеостанций.

Обнаружена также положительная связь хронологий с верхней границы леса (КНТР, КҮZ и CHS) с температурами мая предыдущего года. Хронология пихты ALI имеет статистически значимую отрицательную корреляцию с температурами августа—сентября предыдущего года. На формирование максимальной плотности сосны главным образом оказывают влияние температуры марта—сентября. Эта связь подтверждается корреляцией максимальной плотности древесины со среднемесячными температурами воздуха апреля—сентября по данным реанализа NCEP/NCAR (см. *рис.* 4.15 цв. вкл.).

Для некоторых хронологий по ширине колец (ВАZ, KV и КНТР) обнаружена положительная связь с осадками июня—июля (*табл. 4.10*). Очевидно, что в самые жаркие месяцы лета снижение атмосферных осадков негативно сказывается на приросте деревьев. Хронология максимальной плотности древесины отрицательно коррелирует с количеством осадков, выпавших в августе (r = -0,37). В целом, систематического отклика хронологий на сумму выпавших осадков не обнаружено.

4.10. Реконструкция температур апреля-сентября по максимальной плотности сосны

Для реконструкции была выбрана наиболее устойчивая, статистически значимая и экологически обусловленная зависимость между хронологией сосны максимальной плотности сосны и среднемесячными температурами гмс Северный Клухор. На *рис. 4.16* видно, что статистически значимые коэффициенты корреляции наблюдаются для периода март—октябрь и среднегодовых значений. Однако для реконструкции был взят вегетационный период, который продолжается в высокогорье Кавказа с апреля по сентябрь, для которого также имеется тесная корреляционная зависимость приростов и температур (*рис. 4.17*). При этом коэффициент корреляции достигает значения *r* = 0,8 при коэффициенте детерминации 0,6.

Сравнение хода температур апреля—сентября, измеренных на гмс Северный Клухор, с реконструированными по дендрохронологическим данным показывает их высокую сходимость (*рис. 4.18*). Практически все пики сравниваемых рядов совпадают по времени и по амплитуде. Лишь в отдельных случаях обнаружено некоторое несоответствие. Так, например, в 1994 г. температура апреля—сентября (+10 °C) была выше средних многолетних значений (+9,2 °C). Однако по результатам реконструкции значение температуры в этот год составляет 8,8 °C.

4.11. Верификация модели

Для независимой проверки модели инструментальный период наблюдений был разделен на две части: верификации (1956–1980 гг.) и калибровки (1981–2005 гг.). Все полученные коэффициенты

Таблица 4.9. Корреляционный анализ хронологий и среднемесячных температур высокогорных	метеостанций за текущий год (I–X) и год, предшествующий приросту (IVp–XIIp).	Статистически значимые коэффициенты (при <i>p</i> <0,05) выделены <i>жирным шрифтом</i>
--	--	---

Хроно-									N	Лесяць	I								
иилог	IVp	Vp	VIp	VIIp	VIIIp	IXp	Xp	XIp	XIIp	Ι	II	III	IV	Λ	Ŋ	IIV	VIII	IX	X
							U	верны	й Клух	cop (20-	47 m)								
KYZ	0,9	0,43	0,23	-0,1	0,01	-0,06	-0,06	0,42	0, 17	0,02	0,15	0,16	0,12	-0,05	0,11	0, 13	0,16 -	- 60,0-	-0,11
BAZ	0,16	0,08	0,27	0,20	0,00	-0,04	-0,04	0,20	0, 14	-0,02	-0,08	0,24	0, 14	-0,24	-0,21	0,16	-0,16	0,04 -	-0,05
CHS	-0,07	0,31	0, 14	-0,09	-0,07	-0,08	0,01	0,48	0,27	0,26	0,09	0,02	0,04	0,04	-0,08	-0,02	0,02 -	-0,10	-0,15
GAR	0,05	0,12	0,24	0, 19	0,05	0,06	0,05	-0,07	0,15	0,09	-0,08	0,08	-0,03	-0,17	0,03	0,25	-0,02	0,01	-0,01
KHTP	0,05	0,40	0, 19	0,01	-0,10	-0,06	0,04	0,40	0,09	0,10	0,04	0, 14	0,01	-0,02	0,05	0,01	0,02 -	-0,10	-0,11
KV	-0,06	0,16	0,28	0,01	-0,15	0,01	0,25	0, 18	0,01	0,02	-0,19	0,05	0,08	-0,08	-0,02	-0,04	-0,03 -	-0,14 -	-0,02
TERS	-0,08	0,16	0,35	0,18	0,06	-0,03	0,08	0,40	0, 18	0,08	-0,10	0, 12	-0,12	-0,19	0,06	0,22	0,06 -	-0,14	-0,03
ALI	-0,14	0,12	0,07	-0,07	-0,21	-0,38	-0,11	0,36	0,25	0,08	0,03	0,21	0,03	0,05	-0,10	0,08	-0,04	0, 14	0, 14
MaxD	-0,25	0,04	-0,04	-0,17	-0,07	-0,06	-0,02	0,05	-0,07	0,07	0,24	0,32	0,41	0,31	0,34	0,35	0,65	0,48	-0,09
Сводная	0,01	0,27	0,30	0, 13	-0,02	-0,03	0,08	0,32	0, 19	0, 12	-0,08	0, 14	0,03	-0,15	-0,04	0, 14	-0,02 -	-0,10	-0,09
								Te6	epda (i	1313 m)	~								
KYZ	0,00	0,36	0,10	-0,12	-0,11	-0,08	-0,12	0,38	0,11	-0,03	0,00	0, 13	0, 14	-0,13	0,06	0,09	0,08 -	-0,14	-0,10
BAZ	0, 12	0,00	0,20	0,16	-0,05	-0,02	-0,02	0,22	0, 13	-0,01	-0,15	0,27	0, 13	-0,30	-0,18	0, 13	-0,16	0,02	-0,04
CHS	-0,20	0,17	-0,10	-0,23	-0,27	-0,20	-0,09	0,45	0,26	0, 18	-0,09	-0,01	-0,07	-0,13	-0,26	-0,17	-0,17	-0,26	-0,23
GAR	0,09	0, 19	0,37	0,32	0, 14	0,21	0,18	-0,12	0,16	0,20	0,00	0, 14	0,02	-0,08	0,23	0,39	0,08	0,10	0, 13
KHTP	-0,08	0,29	0,04	-0,10	-0,23	-0,12	-0,01	0,41	0,08	0,05	-0,16	0,11	-0,02	-0,13	-0,03	-0,07	-0,08	-0,20	-0,12
KV	-0,13	0,10	0,22	-0,01	-0,20	0,01	0,27	0, 14	0,04	0,03	-0,21	0,07	0,06	-0,11	-0,01	-0,05	-0,10	-0,15	0,04

	X	0,06	0,08	0,08	0,03		0,05	0,06	0,06	0,01	0, 14	0,05	0,08	0,01	0,03
		0	1	Ī	2 –(3 –(9	2	6)- L	2 -(1	2	
	IX	-0,1	-0,0	0,4	-0,1		-0,0	0,0	-0,0	0,0	-0,0	-0,1	-0,2	-0,0	0,4
	VIII	0,04	-0,17	0,55	-0,07		0,15	-0,16	0, 14	0,08	0,00	-0,03	-0,04	-0,11	0,48
	IIV	0,23	-0,01	0,33	0,12		0,06	0,07	0,06	0,33	-0,12	-0,06	0,10	0,02	0,32
	VI	0,10	-0,21	0,33	-0,02		0,02	-0,27	0,09	0,10	-0,13	-0,08	-0,03	-0,14	0,23
	V	-0,19	-0,07	0,22	-0,20		-0,13	-0,36	0,10	-0,13	-0,23	-0,18	-0,27	-0,06	0,17
	IV	-0,13	-0,06	0,35	0,00		0,17	0,16	0,10	-0,00	0,08	0,14	-0,16	0,03	0,33
	III	0,15	0,20	0,34	0,16		0,23	0,29	0, 12	0,10	0,20	0, 13	0,11	0,24	0,32
	II	-0,15	-0,08	0, 18	-0,17		0, 19	-0,01	0, 12	-0,04	0,07	-0,10	-0,08	0,01	0,21
1есяцы	I	0,09	0,07	0,02	0, 13	(140 m)	0,07	-0,03	0,20	0, 17	0,10	0,09	0,05	0,05	0,07
2	XIIp	0,27	0,20	0,05	0,22	скол (2	0,01	0,04	0,23	0,06	0,04	-0,02	0,15	0,15	-0,08
	XIp	0,42	0,44	0,10	0,32	Tep	0,39	0,25	0,45	-0,03	0,46	0,24	0,38	0,36	0,05
	Xp	0,14	-0,15	0,00	0,11		-0,06	-0,14	0,07	0,06	-0,09	0, 13	-0,06	-0,19	-0,10
	IXp	0,00	-0,43	-0,05	-0,00		-0,08	-0,08	-0,01	0, 14	-0,12	-0,01	-0,15	-0,46	-0,09
	VIIIp	0,04	-0,33	-0,08	-0,07		-0,09	-0,10	0,01	0,06	-0,26	-0,17	-0,11	-0,24	-0,05
	VIIp	0,22	-0,13	-0,17	0, 11		-0,16	0,06	-0,00	0,24	-0,15	-0,03	0,09	-0,12	-0,13
	VIp	0,35	-0,05	-0,07	0,25		0,09	0,10	0,24	0,22	-0,04	0,16	0,24	0,07	-0,04
	Vp	0, 14	0,05	0,05	0,22		0,26	-0,06	0,34	0,10	0,12	0,05	0,08	0,08	-0,04
	IVp	-0,15	-0,21	-0,25	-0,08		0,05	0, 17	-0,06	0,06	0,04	-0,04	-0,15	-0,14	-0,26
Хроно-	логии	TERS	ALI	MaxD	Сводная		KYZ	BAZ	CHS	GAR	KHTP	KV	TERS	ALI	MaxD

-0,10

-0,06

0,01

0,10

-0.07

-0,24

0,07

0,20

-0,02

0,13

0,11

0,36

-0,02

-0,06

-0,10

0,06

0,19

0,15

-0,02

Сводная

	Tabnu	ица. 4. мете Стати	10. Кс остані істиче	оррел ций з ски з	яцио а теку начи	нный /щий мые к	анал год (Ј соэфф	из хро 	нолоі год, і нты (і	гий и пред⊔ лри <i>р</i> <	средн uecтв <0,05	немес ующи) выда	ячныг ій при елены	к осад просту жирн	KOB B (IVp Iblm Ul	ысоко —XIII прифт	огорн р). <i>юм</i>	IJIX	
Хроно-									N	Тесяцы									
липоц	IVp	Vp	VIp	VIIp	VIIIp	IX	Xp	XIp	XIIp	I	II	III	IV	V	Ŋ	VII	VIII	IX	X
							0	еверны	ŭ Knyx	op (204	(<i>m</i> ∠1								
KYZ	-0,01	0, 14	-0,00	0, 13	0,01	-0,00	-0,05	-0,03	0,00	-0,20	0, 13	0,04	-0,06	0,00	0, 17	0,08	0,08	0, 18	0, 12
BAZ	0,12	0,23	0,15	0,06	-0,04	-0,20	-0,13	0,08	0, 14	0,10	-0,12	-0,11	-0,04	0,02	0,23	0,26	-0,01	-0,06	0,05
CHS	-0,00	0,15	0,01	0,00	-0,08	-0,08	-0,30	-0,10	0,05	0,16	0,23	0,32	-0.05	0,11	0,16	-0,01	-0,08	-0,05	-0,19
GAR	0,22	-0,01	-0,01	0,21	-0,20	0,06	-0,03	0,25	0,01	-0,02	-0,09	-0,30	0,23	0,05	0, 17	0,23	-0,08	0,08	0,02
KHTP	0,03	0,15	-0,04	0, 11	0,00	-0,08	0,01	-0,09	0,03	0,11	0,05	-0,01	0,07	0,06	0,28	0,16	0,02	-0,04	0,04
KV	0,10	0,05	0,01	0,23	-0,15	-0,13	0,05	0,07	-0.05	0,09	-0,09	-0,15	0,18	0,10	0, 29	0,32	-0,26	-0,14	0,02
TERS	0,02	0,23	-0,03	0,11	-0,05	0,02	0, 13	0,03	0, 13	0,01	0,22	0,14	0,15	0,20	0,15	0,05	-0,02	0,05	0,16
ALI	0,10	0,16	0,08	0,22	-0,00	0,04	-0,11	0,09	0,01	-0,07	0, 19	0,13	-0,21	0,04	0,11	-0,01	0,12	-0,16	-0,09
MaxD	-0,03	0,02	-0,13	-0,11	0,08	0,06	0,02	0, 13	-0,26	-0,10	0,21	0,12	0,06	0,02 -	-0,03	-0,14	-0,18	-0,12	-0,06
Сводная	0,15	0,15	0,05	0,16	-0,11	-0,11	-0,00	0,06	0,06	0,09	0,05	0,02	0, 14	0,12	0,31	0,21	-0,09	-0,05	0,03
								Te6	epda (1	(313 m)									
KYZ	0,11	0,12	-0,24	0,03	-0,03	0,10	0,03	0,02	0,00	-0,19	-0,02	-0,04	-0,06	-0,09	0, 13	0,04	-0,02	0,09	0,24
BAZ	0,17	0,23	-0,04	0,08	-0,03	-0,15	-0,09	0,16	0,09	0,09	-0,11	-0,14	-0,04	0,03	0,22	0,39	-0,08	-0,12	0, 11
CHS	0,06	0,12	-0,17	-0,13	-0,11	-0,01	-0,27	-0,13	-0,11	0,06	-0.05	0,15	0,01	0,14	-0,06	-0,03	-0,20	0,01	-0,18
GAR	0,23	0, 14	0,06	0, 13	-0,15	0,07	-0,00	0, 29	0,04	0,07	-0,10	-0,27	0,24	0,13	0,21	0,26	-0,13	-0,01	0,05
KHTP	0,21	0,21	-0,25	0,04	0,02	0,02	0,03	-0,02	-0.03	0,09	-0,03	-0,09	0, 14	0,08	0, 11	0,21	-0,12	-0,09	0,06
KV	0,20	0,10	0,01	0,11	-0,14	-0,20	0,02	0, 12	-0,11	0,11	-0,10	-0,30	0,21	0,13	0, 12	0,41	-0,26	-0,15	-0,01
TERS	0,14	0, 19	-0,15	-0,00	-0,26	-0,00	0,13	0,06	0,12	0,03	0,08	0,12	0,15	0,13	0,10	0,13	-0,24	-0,01	0, 19

70

0
7
4.
таблицы
Продолжение

Хроно-										Месяцы									
логии	IVp	Vp	VIp	VIIp	VIIIp	IX	Xp	XIp	XIIp	I	II	III	IV	V	ΙΛ	IIV	VIII	IX	X
ALI	0, 12	0,07	-0,10	0,08	-0,15	0,03	-0,13	0,05	-0,09	-0, 19	0,00	0,03	-0,18	-0,10	0,02	0,00	0,01	-0,15	-0.05
MaxD	-0,03	-0,07	-0,12	-0,15	0, 19	0,22	0,07	0,07	-0,30	-0,10	0,11	0,13	0,08	0,19	-0,12	-0,15	-0,37	-0,13	-0,07
Сводная	0,25	0,21	-0,12	0,05	-0,15	-0,08	0,03	0,11	-0,01	0,09	-0,06	-0.05	0,18	0, 14	0,17	0,31	-0,23	-0,10	0,07
								Tep	скол (2140 m)	_								
KYZ	-0,03	0,02	-0,05	0,10	-0,03	-0,09	-0,02	-0,08	-0,06	-0,25	0,02	-0,05	-0,23	0,02	0, 13	0,15	-0,02	0,02	0,08
BAZ	-0,05	0,21	0, 13	0,21	0,03	-0,25	-0,04	-0,00	0,07	0,05	-0,18	-0,22	-0,21	0,21	0,29	0,41	0,02	-0,13	0,07
CHS	-0,14	0,06	-0,24	0, 12	-0,07	-0,13	-0,20	-0,22	-0,16	0,02	0,06	0,01	-0,20	0,10	-0,13	0, 19	-0,10	-0,09	-0,14
GAR	0,25	0,00	0,02	0,10	-0,17	-0,07	-0,04	0,18	0,06	0,02	-0,07	-0,41	0, 19	0,16	0, 17	0,24	-0,13	-0,10	-0,03
KHTP	-0,00	0, 17	-0,03	0, 19	0,00	-0,12	0,07	-0,18	-0,05	0,00	-0,11	-0,08	-0,13	0,28	0,16	0,27	-0,11	-0,12	0,03
KV	0,03	0,10	0,04	0,22	-0,15	-0,17	0,16	-0,08	-0,10	0,04	-0,13	-0,29	0,04	0,26	0, 14	0,43	-0,21	-0,19	0,05
TERS	-0,04	0, 14	-0,01	0,25	-0,07	-0,04	0,18	-0,00	0,15	-0,02	0,13	0,07	-0,02	0,24	0,16	0,26	-0,04	0,00	0,22
ALI	-0,06	0,10	-0,04	0,38	0,05	-0,09	-0,07	-0,03	-0,04	-0,17	0,07	0,01	-0,25	-0,02	0,05	0,20	0,17	-0,04	0,02
MaxD	-0,06	0,01	-0,10	-0,19	0,17	0,06	-0,04	-0,02	-0,30	-0,12	-0,00	0,07	0,09	0,09	-0,12	-0,09	-0,34	-0,07	0,01
Сводная	0,07	0,15	-0,01	0,23	-0,10	-0,19	0,09	-0.05	-0,01	0,02	-0,05	-0,12	-0,05	0,28	0, 19	0,38	-0,13	-0,15	0,05


Рис. 4.16. Коэффициенты корреляции между хронологией максимальной плотности сосны и среднемесячными температурами воздуха гмс Северный Клухор. Выше горизонтальной линии — статистически значимые коэффициенты корреляции



Рис. 4.17. Связь между хронологией максимальной плотности сосны и осредненными температурами вегетационного периода (апрель–сентябрь) на гмс Северный Клухор. На графике указаны уравнение регрессии, коэффициенты корреляции, детерминации и их значимость



Рис. 4.18. Сравнение хода инструментальных (*сплошная линия*) и реконструированных (*пунктирная линия*) среднемесячных температур воздуха апреля—сентября на гмс Северный Клухор

корреляции для этих отдельных периодов достигают статистически значимых значений, что свидетельствует об устойчивости модели. Интересно, что самое низкое значение характерно для последнего периода — 1981–2005 гг. (*табл. 4.11*). Разное значение статистик (RE и CE, см. главу 2) для двух периодов, видимо, связано с качеством климатического сигнала и с его ухудшением в более поздний период 1981–2005 гг. Однако кривые, построенные для двух разных периодов отдельно, мало отличаются от кривой, построенной для всего периода 1956–2005 гг. (см. *рис. 4.19* цв. вкл.). Это означает, что модель прошла проверку на верификацию и реконструированный сигнал является устойчивым.

Для независимой проверки нашей модели мы также использовали температурные данные гмс Пятигорск (1891–1997 гг.), которая расположена в предгорьях Кавказа на расстоянии около 150 км от площадок отбора дендрохронологических образцов. Возможность использования температурных данных этой станции обусловлена их высокой согласованностью с температурами высокогорных метеостанций. Сравнение температуры апреля–сентября гмс Пятигорск с температурой, реконструированной по дендрохронологическим данным (*рис. 4.20*), показывает высокую согласованность рядов (r = 0,63; p < 0,05), в том числе для периода 1891–1960 гг. (r = 0,59; p < 0,05), который не был использован для построения модели. Самая низкая корреляция между рядами, которая обнаружена для наиболее раннего

Период, гг.	R2	RE	CE
1956-2005	0,5196	—	—
1956-1980	0,7044	0,2481	0,1554
1981-2005	0,3702	0,5747	0,5319

Таблица 4.11. Результаты верификации модели

Примечание: RE — reduction of error, CE — coefficient of efficiency (см. подробнее в Главе 2).

периода наблюдений в начале XX в. (1905—1934 гг., r = 0,42; p < 0,05), все же остается на статистически значимом уровне.

Сравнение реконструированного ряда температур с более длинным инструментальным рядом наблюдений подтверждает адекватность построенной модели и устойчивость сигнала во времени, а также означает, что хронология максимальной плотности колец сосны,



Рис. 4.20. Аномалии температур апреля—сентября, рассчитанные относительно климатической нормы 1961–1990 гг., полученные по максимальной плотности годичных колец сосны (*черная линия; левая ось ординат*), по инструментальным данным гмс Северный Клухор (*серая пунктирная линия; левая ось ординат*) и по инструментальным данным гмс Пятигорск (*серая линия; правая ось ординат*).
Ряды восстановленных и инструментальных температур гмс Пятигорск сглажены 7-летним скользящим средним. Коэффициент корреляции рассчитан между несглаженными рядами среднемесячных температур апреля—сентября по инструментальным данным гмс Пятигорск и восстановленными по дендрохронологии и указан на графике

полученная для верховьев р. Теберды, отражает климатический сигнал не только на локальном уровне, но значима и для более обширного региона, включая предгорья.

Вывод о региональном значении реконструкции подтверждается сравнением реконструкции с данными реанализа (*рис. 4.15*). Этот анализ показывает, что реконструированные температуры имеют положительную корреляцию с температурой всего причерноморского региона. Особенно высока эта корреляция для западной и центральной части Кавказа. Интересно, что температуры, реконструированные по данным о плотности годичных колец в одной долине Западного Кавказа (Теберда), коррелируют не только с температурой близлежащих метеостанций, но и с такими отдаленными районами, как южный макросклон Кавказа и даже Закавказье. Область положительных корреляций выделяется также в Малой Азии, в восточном Средиземноморье и в Северной Африке, откуда на Кавказ часто летом приходят воздушные массы.

Из реконструкции температуры апреля—сентября, представленной в виде аномалий относительно климатической нормы 1961— 1990 гг., следует, что самые холодные вегетационные периоды за последние 200 лет наблюдались в 1817 (-2,6 °C), 1810 (-2,1°C), 1884 (-2,1°C) гг. Периоды положительных аномалий отмечались в 1820— 1831, 1839—1894, 1907—1925, 1937—1944, 1948—1955 гг., отрицательных — в 1832—1838, 1895—1906, 1926—1936, 1956—1962 гг.

Тренды в этой реконструкции за последние 200, 100 и 50 лет оценивались по методике, описанной в Главе 2. Анализ показал, что ни для одного из этих временны́х интервалов статистически значимых трендов не обнаружено (*puc. 4.20*).

4.12. Использование дендрохронологического метода для реконструкции стока р. Теберды

Прирост древесины может быть использован для реконструкции речного стока, так как в засушливых районах оба показателя находятся под влиянием сходного набора климатических факторов (например, осадки и испарение) (Fritts, 1976; Meko et al., 1995). Реконструкции стока рек в аридных районах, основанные на древесно-кольцевом анализе, существуют в Северной Америке (например, Diaz et al., 2001; Woodhouse, 2004,), Северной Евразии (McDonald et al., 2007), в горах Тянь-Шаня (Yuan et al., 2007), в Монголии (Davi et al., 2006) и в других районах. По-видимому, некоторый дефицит увлажнения наблюдается и в районе нашего исследования, так как ширина колец сосны коррелирует здесь с такими интегральными показателями засушливости, как объем речного стока р. Теберды в летние месяцы.

Теберда является притоком Кубани (бассейн Азовского моря), самой большой реки Краснодарского края. Ее длина — 60 км, площадь водосбора — 1080 км², средняя высота водосбора — 2210 м над уровнем моря. 55,8% стока р. Теберды, измеренного на гидрологической станции Теберда, приходится на таяние снега и льда. 60% стока приходится на лето, 17% — на осень, 5% — на зиму и 18% — на весну. Ледникам и снежникам принадлежит бо́льшая роль в питании рек Тебердинского заповедника, так как на их долю приходится 26% стока. Наиболее крупные ледники расположены в районе Домбая: Аманаузский (длина 4,8 км) и Алибекский (3,7 км). Современные ледники находятся в стадии активного сокращения. Площади и объемы ледников сокращаются (Панов, 1993).

Среднегодовой расход воды в р. Теберда равен 26,8 м³/с (Лурье и др., 2005). Ежемесячный сток р. Теберды коррелирует с температурой весеннего сезона (коэффициент корреляции до 0,62 в апреле) и с осадками осеннего сезона (коэффициент корреляции до 0,72 в октябре). Статистически значимые отрицательные тренды обнаруживаются и в среднем стоке за летние месяцы, и в среднегодовом стоке за период с 1927 по 2005 г.

Для создания моделей реконструкции стока на основе данных ширины годичных колец были использованы регрессии на главные компоненты (Айвазян и др., 1985). Семь стандартных древеснокольцевых хронологий использовались в качестве предикторов. Модели были сгенерированы для каждого из 12 месяцев и для всего гидрологического года. Так как была обнаружена значимая корреляция между приростом древесины и стоком с разными периодами запаздывания, мы попытались включить в модели регрессии хронологии, сдвинутые на разное число лет, что однако не улучшило качество реконструкций. Для определения наилучшего набора предикторов для каждой из моделей были испробованы все возможные их комбинации (полный перебор) и выбран набор, показавший максимальную статистику R^2 (>0,6) на скользящем контроле.

Реконструкции годичного разрешения показали недостаточно хорошие результаты на скользящем контроле. Поэтому мы сгладили реконструированные ряды 10-летним скользящим средним. Три из тринадцати сглаженных реконструкций (по одной для каждого месяца года и одна для всего гидрологического года) показали значения $R^2>0,6$ на скользящем контроле: майский сток (лучший набор предикторов — хронологии ALI, BAZ, CHS и KHAT, $R^2 = 0.65$),

июльский сток (ALI, BAZ и KHAT, $R^2 = 0,66$) и августовский сток (ALI, CHS и KHAT, $R^2 = 0,66$) (*рис. 4.21 а*). Согласно инструментальным данным, на эти месяцы приходится 12, 22 и 17% годового стока соответственно. Вместе на них приходится более половины годового



Рис. 4.21. Реконструкции стока р. Теберды и их спектральные характеристики: *а* — значения стока по (*1*) инструментальным данным, (*2*) реконструкция по данным дендрохронологии; *б* — вейвлет-когеренция реконструированного и инструментального стока за 1927—2002 гг., (*черные границы* обозначают области, значимые с вероятностью более 95% на фоне красного шума); *в* — скользящие тренды реконструированного стока (движущееся окно в 76 лет) за 1850—2002 гг. (год соответствует первому году в окне, *пунктирными линиями* обозначены границы значимости на уровне 95%); *г* — непрерывное вейвлет-преобразование реконструированного стока

стока. Для реконструкций мы использовали только те части хронологий-предикторов, для которых EPS>0,8. Во всех случаях хронология ALI ограничена началом реконструкций (1850 г.).

Для определения общих спектральных свойств инструментальных и реконструированных данных и для оценки возможности реконструкции воспроизводить низкочастотную изменчивость был применен анализ вейвлет-когеренции (Grinsted et al., 2004). Непрерывное вейвлет-преобразование с базисным вейвлетом Морле (Torrence et al., 1998) использовалось для анализа изменения спектральных характеристик реконструкций во времени. Майская и июльская реконструкции показали сильную и стабильную когеренцию с инструментальными данными на периодах колебаний более 25 лет, августовская такой когеренции не показала (*puc. 4.21, б*).

Нарушение декадной изменчивости майского и июльского стока заметно при визуальном анализе сглаженных реконструкций (*puc. 4.21, a*). Вейвлет-анализ может определить точный год этих изменений. Непрерывное вейвлет-преобразование несглаженных реконструкций стока (*puc. 4.21, г*) показывает ослабление долгопериодных циклов (периоды от 16 до 32 лет) после 1929 г. для июля и 1938 г. для мая. Мы не проводили вейвлет-анализ августовской реконструкции из-за слабой вейвлет-когеренции реконструкции и инструментальных данных. Сток всех трех реконструированных месяцев (май, июль и август), также как и годовой сток, имеет значимый отрицательный тренд в период с 1927 по 2005 г. Значения трендов равны -0,063, -0,140, -0,165 и -0,429 м³/с/год соответственно.

Таким образом, установленные нами закономерности, а именно ослабление колебаний продолжительности 16—32 гг. и отрицательный тренд, наблюдавшийся в ходе речного стока с 1929 г. и особенно с 1950-х гг., являются важными признаками значительного изменения гидрологического режима р. Теберды и требуют дальнейшего анализа с гидрологической, климатологической и гляциологической точек зрения.

4.13. Возможности реконструкции баланса массы ледников по дендрохронологическим данным (на примере ледников Гарабаши и Джанкуат)

В последние годы непосредственные наблюдения за ледниками указывают на их отступание во всех горно-ледниковых районах мира в связи с увеличением общепланетарных температур (Oerlemans, 2005), что может привести к подъему уровня Мирового океана, изменению режима стока горных рек, баланса пресной воды в океане, увеличению частоты природных катастроф (*Dyurgerov, Meier,* 2005). В кавказском регионе косвенные источники палеоклиматической информации также свидетельствуют о повсеместном отступании ледников после окончания «малого ледникового периода» (Соломина, 1999; Панов, 2008; Соломина и др., 2012).

Реконструкции, построенные по данным об отступании концов ледников (например, Oerlemans, 2005), не отражают межгодовой изменчивости в прошлом из-за задержки в отклике ледников на ежегодные климатические колебания. Баланс массы ледников, напротив, отражает прямой (без задержки) климатический сигнал, который непосредственно сказывается на изменении величин аккумуляции и абляции.

В настоящее время по всему миру организованы стандартизированные наблюдения за балансом массы эталонных ледников, которые хранятся в базе данных Международной службы мониторинга ледников (World Glacier Monitoring Service) (Glacier Mass..., 1999– 2011). В число таких ледников входят ледники Гарабаши и Джанкуат на Северном Кавказе.

Чаще всего реконструкции баланса массы ледников основываются на корреляционных связях между аккумуляцией, абляцией и инструментальными метеорологическими наблюдениями. Хотя этот метод часто показывает хорошие результаты, он имеет и свои недостатки. Например, сложности возникают при выборе рядов по осадкам, которые из-за неравномерности их распределения в пространстве могут слабо отражать реальные значения аккумуляции. Длина реконструкций ограничена длиной самих метеорологических рядов, которые, например, на Кавказе, в редких случаях покрывают последнее столетие в предгорьях, а в высокогорьях начаты на 40–50 лет позже.

Сходство параметров, определяющих прирост деревьев, растущих вблизи верхней границы леса, и годовой баланс массы ледников, было замечено во многих горных странах (Алтай, Альпы, Скалистые горы, Скандинавия). Дендрохронологический метод здесь успешно применялся для реконструкций баланса массы ледников. В основе этих реконструкций лежат разные методики и разные виды деревьев (Matthews, 1977; Nicolussi, Patzelt, 1996; Овчинников, 2002; 2004; Lewis, Smith, 2004; Watson, Luckman, 2004; Larocque, Smith, 2005; Linderholm et al., 2007; Leonelli et al., 2008; Wood et al., 2011).

Описанные ранее в этой главе результаты дендроклиматического анализа на Северном Кавказе показали наличие смешанного климатического сигнала в ширине колец хвойных, что затрудняло создание количественной реконструкции метеопараметров. Наши исследования показали, что ширина годичных колец сосны коррелирует с объемом стока р. Теберды в мае, июле и августе (пункт 4.12). Это обстоятельство навело на мысль о возможности применения дендрохронологического метода для восстановления такого интегрального параметра, как баланс массы ледников.

Использование древесно-кольцевых хронологий для этих целей имеет ряд преимуществ. Во-первых, применение метода перекрестного датирования обеспечивает высокую точность и годовое разрешение реконструкций. Во-вторых, площадки для отбора дендрохронологического материала расположены в непосредственной близости от ледников, в отличие от большинства метеостанций. Это дает основание рассчитывать на реконструкцию более специфического, локального климатического сигнала, отражающего условия именно той долины, где происходит отбор образов. В-третьих, дендрохронологические реконструкции ограничены лишь возрастом деревьев, который превосходит продолжительность инструментальных метеорологических наблюдений.

В этой работе предпринята попытка использования древеснокольцевых хронологий сосны по ширине и максимальной плотности колец для реконструкции баланса массы ледников Джанкуат и Гарабаши. Для территории Северного Кавказа подобная работа выполнена впервые, хотя В.И. Турманина (1971) еще в 1970-х гг. отмечала такую возможность.

Наиболее детальные балансовые наблюдения на Кавказе проводятся на леднике Джанкуат с 1967 г. по настоящее время (Поповнин, Петраков, 2005). Джанкуат — типичный долинный ледник северозападной экспозиции площадью около 3 км², расположенный в верховьях долины Адылсу в Приэльбрусье (Ледник Джанкуат, 1978). Для ледника Джанкуат был реконструирован баланс массы с 1871 г. на основе рядов наблюдений на метеостанциях Терскол и Пятигорск (Дюргеров, Поповнин, 1981). Другим эталонным ледником на Центральном Кавказе является Гарабаши (площадь 4,47 км²), который расположен на южном склоне Эльбруса в непосредственной близости от эльбрусских дендрохронологических площадок. Инструментальные масс-балансовые наблюдения ведутся сотрудниками ИГРАН с 1983 г. Баланс массы, а также аккумуляция и абляция реконструированы Рототаевой и др. (2000) с 1905 г. Авторы этой работы восстановили летнее таяние на леднике за годы работы гмс Терскол. Для продления реконструкции была использована длинорядная метеостанция Пятигорск с 1891 г. Реконструкция аккумуляции на леднике опиралась на расчеты через осадки по данным метеостанции Сухими-Хаиши для 1904/05–1937/38 гг., Местия — 1938/39–1950/51 гг. Для калибровки модели использованы данные прямых наблюдений 1983/84–1994/95 гг. Оба ледника включены в программу Международной службы мониторинга ледников, а ряды инструментальных данных находятся в свободном доступе на их сайте (www.geo.uzh.ch/microsite/wgms/).

Ледник Гарабаши. За весь период инструментальных наблюдений (1983–2005 гг.), включающий 23 года, значения аккумуляции и абляции оказались почти равны 1222 и 1330 мм в.э., соответственно. Среднеквадратическое отклонение величин аккумуляции 174,7 мм в.э., относительная изменчивость Cv = 14,3%, абляции соответственно 426,6 мм в.э., 32,1%. Летнее таяние на леднике Гарабаши в течение последних десятилетий характеризуется большей изменчивостью, чем аккумуляция. Таким образом, летние температуры вносят больший вклад в изменчивость баланса массы ледника Гарабаши, чем снегонакопление. Анализ изменчивости аккумуляции, абляции и баланса массы не выявил статистически значимых линейных трендов (*рис. 4.22*). Корреляция баланса массы с абляцией за инструментальный период составила 0,95 (p<0,05), тогда как с аккумуляцией — 0,6 (p>0,05).



Рис. 4.22. Изменчивость аккумуляции (*чёрная линия*), абляции (*серая линия*) и баланса массы (*пунктирная чёрная линия*) ледника Гарабаши

Ледник Джанкуат. За весь период инструментальных наблюдений (1967—2006 гг.), включающий 40 лет, значения аккумуляции и абляции оказались почти равными (2447 и 2609 мм в.э. соответственно), как и на леднике Гарабаши. Среднеквадратическое отклонение величин аккумуляции — 430,5 мм в.э., относительная изменчивость — Cv = 17,6%; абляции, соответственно, — 492,6 мм в.э., 18,9%. Хотя вклад летнего таяния в баланс массы ледника Джанкуат больше, чем у ледника Гарабаши, величины изменчивости аккумуляции и абляции практически равны. Анализ изменчивости рядов выявил слабый статистически значимый положительный тренд для аккумуляции (*puc. 4.23*).

Кумулятивная балансовая кривая ледников иллюстрирует тенденции изменения параметра во времени (рис. 4.24). Начиная с 1970-х гг. масса ледника Джанкуат неуклонно уменьшалась вплоть до 1986 г. С 1986 по 1993/94 гг. наблюдается замедление уменьшения баланса массы ледников, связанное с самыми высокими значениями аккумуляции за этот период в 1986/87 и 1992/93 гг. (1700 и 1400 мм в.э. для Гарабаши и 4000 и 3180 мм в.э. для Джанкуата). В связи с этим ледник Джанкуат в период с 1980-1990 гг. был стационарным второй раз за столетие, после 1910-1920-х гг. (Золотарёв, 1999; Рототаева и др., 2009). Далее наблюдается отрицательный тренд в ходе баланса обоих ледников. Потеря массы стремительно ускоряется после 1996/97 гг. Катастрофическим было таяние на протяжении летних периодов 1998-2001 гг., которое было вызвано преобладанием антициклональной погоды в это время (Рототаева и др., 2003). По инструментальным данным гмс Терскол, средняя температура июня-августа за эти годы составила 12,5 °С, что сопоставимо с периодом 1953-1957 гг., когда температура достигала максимальных значений за весь ряд наблюдений (13,9 °C) (рис. 4.25). Несколько следующих лет вплоть до 2004/05 гг. характеризуются увеличением прироста массы ледников в результате высоких значений аккумуляции в эти голы.

Из *табл. 4.12* видно, что максимальная плотность положительно коррелирует с абляцией обоих ледников и отрицательно — с балансом их массы. Эти связи объясняются чувствительностью максимальной плотности к летним температурам, с одной стороны, и большим вкладом абляции в баланс массы ледников Кавказа — с другой. Связи ширины колец с параметрами баланса в основном незначимы.

Теоретически на основе значимой корреляционной связи можно попытаться реконструировать абляцию ледников по данным о максимальной плотности древесины. Эта модель успешно прошла







Рис. 4.24. Кумулятивные кривые колебаний баланса массы ледников Гарабаши (*черная линия*) и Джанкуат (*серая линия*)



по гмс Терскол (1951–2005)

проверку на скользящем контроле (r = 0,47; $r^2 = 0,21$). Для ледника Джанкуат абляция была реконструирована по формуле:

$$Ab = -1733,0838 + 4334,82600*"MaxD",$$
 (2)

где Ab — значение абляции, MaxD — индексы хронологии по максимальной плотности.

Из *рис.* 4.26 видно, что в целом ряды значений абляции по инструментальным данным и восстановленные по дендрохронологии имеют некоторую согласованность (r = 0.53; $r^2 = 0.29$; p < 0.05). Однако при сравнении этих двух рядов обнаруживаются и существенные различия. Ряд абляции, измеренной на леднике и восстановленной по метеоданным (Дюргеров, Поповнин, 1981), имеет существенно большую амплитуду, чем реконструированные по дендрохронологии значения. Величина абляции, восстановленная по дендрохронологическим данным, в некоторые годы (1981, 1998 и 2000 гг.) недооценена. Судя по данным гмс Терскол, в период 1953–1957 гг. наблюдались самые большие положительные аномалии летней температуры, и значения абляции в этот период аномально высокие (Дюргеров, Поповнин, 1981). В дендрохронологической реконструкции, напротив, это потепление не отразилось. Возможно, это связано с особенностями формирования поздней древесины в аномально жаркие сезоны. *Таблица 4.12.* Коэффициенты корреляции между хронологиями по ширине и плотности колец с балансовыми составляющими ледников Джанкуат и Гарабаши. Статистически значимые коэффициенты (*p*<0,05) выделены *жирным шрифтом*

Хроно- логии	KYZ	KHTP	CHS	GAR	KV	BAZ	TERS	ALI	MaxD
	Джанкуат								
Аккуму- ляция	-0,22	-0,06	-0,31	0,19	0,00	-0,10	0,24	-0,15	-0,08
Абляция	0,15	-0,11	-0,06	0,09	-0,32	-0,16	0,20	-0,09	0,53
Баланс массы	-0,26	0,03	-0,16	0,06	0,23	0,04	0,00	-0,04	-0,44
	Гарабаши								
Аккуму- ляция	-0,18	0,16	-0,13	-0,14	0,15	0,09	0,32	0,09	-0,37
Абляция	-0,02	-0,37	-0,27	-0,25	-0,47	-0,35	-0,08	-0,17	0,61
Баланс массы	-0,04	0,36	0,18	0,16	0,44	0,31	0,17	0,17	-0,62



Рис. 4.26. Сравнение реконструкций рядов абляции, полученной на основе косвенной связи с метеорологическими рядами (*черная линия*; Дюргеров, Поповнин, 1981) и по дендрохронологическим данными (*серая линия*). На графике указаны коэффициенты корреляции и детерминации при *p* < 0,05

Перебор всех возможных предикторов со значениями абляции ледника Гарабаши за инструментальный период показал, что наивысшие коэффициенты корреляции (r = 0,87; $r^2 = 0,75$) достигаются при использовании всех хронологий. Однако результаты проверки модели на скользящем контроле оказались неудовлетворительными, что указывает на невозможность использования модели для реконструкции. Более низкое значение корреляции (r = 0,82; $r^2 = 0,67$; p<0,05) было найдено для двух предикторов, а именно хронологии по ширине годичных колец (KV) и плотности (MaxD). Коэффициенты корреляции и детерминации, полученные на скользящем контроле, — достаточно высокие и свидетельствуют о достоверности модели (r = 0,72; $r^2 = 0,53$; p<0,05).

Данные, полученные на основе этой регрессионной модели, мы сравнили с реконструкцией абляции, опубликованной Рототаевой и др. (2000) (*puc. 4.27*). Корреляционный анализ показал достаточно высокие значения корреляции и детерминации (r = 0.51; $r^2 = 0.26$, *p*<0,05) при сравнении несглаженных данных за общий период 1905-2002 гг. Корреляция снижается при 5-летнем сглаживании и равна r = 0.29, p < 0.05 и отсутствует при дальнейшем — 7-летнем и 11-летнем сглаживании. Несмотря на то что результаты на скользящем контроле высоки, достоверность этой реконструкции подвергается большому сомнению, так как сравнение показывает неустойчивость во времени корреляционной зависимости. Особенно заметно различие в ходе двух рядов — в 1960-1970-е и в 1910-1920-е гг. Таким образом, несмотря на высокие коэффициенты корреляции дендрохронологических данных с абляцией, на этом этапе мы отказались от реконструкции из-за неустойчивости сигнала во времени.

На наш взгляд, более надежной выглядит реконструкция не абляции, а баланса массы ледников, причем наиболее адекватной для этой цели является модель множественной регрессии, которая включает несколько предикторов, ответственных как за конкретные климатические параметры (плотность годичных колец), так и содержащих комплексный климатический сигнал (ширина годичных колец). Согласно описанным выше статистическим критериям, успешным оказался опыт применения дендрохронологических данных для реконструкции баланса массы ледника Гарабаши (модель реконструкции баланса массы ледника Джанкуат не прошла проверку на скользящем контроле). В модель для ледника Гарабаши вошли две хронологии по ширине годичных колец сосны, а именно KYZ и KHTP, и хронология максимальной плотности (r = 0.88; $r^2 = 0.78$; p<0.05). Корреляция



Рис. 4.27. Ход абляции ледника Гарабаши, восстановленный по метеорологическим данным Рототаевой и др. (2000) (*черная линия*) и по дендрохронологическим данным (*серая линия*). *Жирные линии* — 5-летние сглаженные средние

между сравниваемыми параметрами незначительно уменьшилась на скользящем контроле, но модель осталась достоверной (r = 0,79; $r^2 = 0,62$; p < 0,05).

В итоговую модель множественной регрессии для реконструкции баланса массы ледника Гарабаши, выбранную по наилучшему коэффициенту детерминации, вошли хронологии, полученные на пробных площадях Тебердинского района, хотя он удален на 100–150 км от Эльбруса. Очевидно, что хронология по максимальной плотности вошла в модель из-за ее высокой чувствительности к изменчивости температур теплого периода, и она наилучшим образом воспроизводит изменчивость абляции. Использование хронологий по ширине годичных колец сосен, находящихся в Тебердинском районе, связано с их большой абсолютной высотой и расположением вблизи верхней границы леса. Поэтому они, видимо, лучше других хронологий отражают климатический режим в ледниковой зоне.

Несмотря на то что явного лимитирующего фактора для хронологий по ширине колец обнаружить не удалось, есть все основания полагать, что в модель вошли хронологии, в той или иной степени чувствительные и к осадкам. Это косвенно подтверждается связью хронологий с таким интегральным показателем, как речной сток (Мацковский и др., 2011). Отметим, что модель с высокой точностью отражает амплитуду и пики хода баланса массы ледника Гарабаши (*рис. 4.28*). Особенно это заметно в 1998–2001 гг. при самых низких значениях баланса массы ледника за рассматриваемый период. Минимальное значение баланса наблюдалось в 1998 г., когда средняя летняя температура на метеостанции Терскол — 13° C — была значительно выше среднего значения $11,4^{\circ}$ C. Таким образом, используемая нами для реконструкции модель адекватно отражает изменчивость баланса массы, связанную с катастрофическим таянием в летние месяцы на леднике.

Обнаруженная статистическая связь позволила нам реконструировать баланс массы ледника Гарабаши начиная с 1800 г. (*puc. 4.28*).

В целом, построенная по дендрохронологическим данным реконструкция согласуется с известными из других источников тенденциями изменений ледников на Кавказе. Так, она показывает накопление массы ледников в 1830–1860-х гг., когда граница питания на ледниках Кавказа была примерно на 150 м ниже, чем в конце XX в., а ледники были существенно длиннее и имели большую толщину (Серебряный и др., 1984; Золотарёв, 2009). Наступание ледников Эльбруса и Центрального Кавказа в середине XIX в. подтверждается историческими данными. На рисунке Г. Абиха 1849 г. ледник Азау, состоящий из четырех потоков льда, заполнял целиком верховья долины и вторгался в старый сосновый лес. Согласно повторному рисунку Абиха, сделанному в 1874 г., а также по фотографиям Деши, в 1874–1876 гг. ледник уже сократился в размерах (Abich, 1875; M. von Déchy, 1905).

Кроме того, Бушуевой и Соломиной (2012) дендрохронологическим методом (поврежденное дерево) датирована одна из морен ледника Кашкаташ на Центральном Кавказе, которая относится к 1839— 1840 г. Судя по дендрохронологической реконструкции, начиная с 1832 г., баланс массы ледника Гарабаши становится положительным. Имея в виду обычное запаздывание реакции конца ледника на изменения баланса в 5–10 лет, эти данные хорошо согласуются между собой.

Обе реконструкции годового баланса массы ледника Гарабаши, основанные на дендрохронологических (настоящая работа) и гляцио-метеорологических данных (Рототаева и др., 2003) (см. *рис. 4.29* цв. вкл.), в целом имеют хорошую взаимную согласованность (r = 0,53; p<0,05), особенно для периода 1975—2005 гг. Однако в 1920-е гг., согласно реконструкции по метеорологическим данным, значения баланса массы были близки к 0, в то время как в дендрохронологической реконструкции в этот период преобладали отрицательные значения баланса. С 1929 г. обе балансовые кривые



Рис. 4.28. Сравнение хода инструментальных наблюдений за балансом массы ледника Гарабаши (*серая линия*) с балансом массы, реконструированным по дендрохронологии до (*черная сплошная линия*) и после (*черная пунктирная линия*) скользящего контроля

показывают отрицательные значения вплоть до конца 1950-х г. Это согласуется с ходом летней температуры по данным гмс Терскол, которая в 1950-е гг. была максимально высокой за весь период метеонаблюдений до настоящего времени. В 1960-е гг. произошла резкая смена циркуляционных условий, которая благоприятно сказалась на состоянии ледников Кавказа. Однако две реконструкции существенно различаются в это время. Так, ряд, полученный по дендрохронологическим данным, имеет отрицательные значения, а по гляциологическим данным — положительные. После 1975 г. оба ряда имеют высокую корреляцию и значимых различий не обнаружено.

Чтобы оценить достоверность дендрохронологической реконструкции ранее 1905 г., мы сравнили ее с реконструкцией баланса массы другого эталонного горно-долинного ледника Джанкуат, расположенного в долине р. Адыл-су (Дюргеров, Поповнин, 1981). Примечательно, что реконструкции показывают высокое сходство за период 1800–1905 гг., что косвенно подтверждает адекватность дендрохронологической модели (см. *рис. 4.29* цв. вкл.).

Несогласованность хода реконструкций в отдельные периоды может быть связана с рядом причин. Как одну из наиболее вероятных можно назвать влияние на баланс массы ледников лет с аномально высокой аккумуляцией, которая часто не находит отражения в дендрохронологических рядах. К недостаткам нашей реконструкции можно также отнести короткий инструментальный ряд наблюдений, на котором строится модель. Важной и нерешенной в целом проблемой является возможная нестационарность связи дендрохронологических и балансовых показателей во времени (Leonelli et al., 2010).

Сравнение реконструкции баланса Гарабаши с реконструкцией баланса массы ледника Хинтерайсфернер (Hintereisferner) в Альпах, также полученной по дендрохронологическим данным (Nicolussi, Patzelt, 1996), показывает довольно высокое соходство их внутривековой изменчивости за последние два столетия (r = 0,35; p<0,05; *рис. 4.29*).

Особенность нашей реконструкции заключается в том, что мы использовали хронологии не только по максимальной плотности, которая тесно связана с летней температурой и абляцией, но и по ширине годичных колец, вклад которых, скорее всего, отражает и условия зимнего периода.

Некоторым ограничением дендрохронологических реконструкций является тот факт, что калибровка модели проводится на очень короткой выборке последних лет в условиях современного состояния оледенения, в то время как площадь оледенения в «малый ледниковый период» была значительно больше. В связи с этим баланс массы ледников, полученный дендрохронологическим методом, хотя и отражает общие закономерности его изменчивости, но явно завышен в «малый ледниковый период». По этой причине построение кумулятивной кривой изменения баланса массы ледника начиная с этого периода было бы некорректно и представляет, вероятно, задачу будущего.

4.14. Сравнение дендрохронологических данных на Кавказе с другими сведениями об изменениях климата

Сводная хронология по ширине годичных колец деревьев на Кавказе охватывает более четырех столетий (*см рис. 4.13*). К сожалению, сведения об экстремальных климатических событиях на Кавказе крайне скудны, поэтому нам пришлось довольствоваться сравнением с сопредельными районами. Для этого мы использовали «Летопись необычайных явлений природы за 2,5 тысячелетия» (Борисенков, Пасецкий, 2002), в частности описания аномальных климатических явлений для территории юга России, а также крупных аномалий, имевших распространение на всей Западной Европе и Европейской части России. В 1771 г. в сводной хронологии ширины колец сосны на Кавказе отмечается индекс прироста 1,28, превышающий два стандартных отклонения. К 1770 г. относится наблюдение, зафиксированное наблюдателем на Украине: «В продолжение всей осени до самого Рождества погода была сухая, ясная и приятная». Возможно, именно эта теплая поздняя осень служит объяснением аномально большого прироста сосны в 1771 г. на Кавказе, поскольку мы обнаружили связь прироста сосны с температурой воздуха ноября предыдущего года. В 1824 и 1879 гг. наблюдается прирост больше двух стандартных отклонений и мы не располагаем свидетельствами о каких-либо климатических событиях, зафиксированных наблюдателями.

На сводной хронологии по ширине годичных колец сосны в 1715, 1736 и 1818 гг. выделяются годы пониженного прироста, превосходящие два стандартных отклонения. Известно, что на Русской равнине в 1715 г. наблюдалась сильная засуха, приведшая, в частности, к голоду в Нижнем Новгороде и Новгородской земле. В 1736 г. зафиксировано «необычайно продолжительное сухое» и «жаркое лето» в Западной Европе (Борисенков, Пасецкий, 2002). Учитывая удаленность этих районов от Кавказа, упомянутые выше события, естественно, лишь гипотетически могут быть связаны с нашими хронологиями.

1818 г. заслуживает отдельного разбора, поскольку эта аномалия, скорее всего, была связана не с засухой, а с летним похолоданием, вызванным крупным вулканическим извержением.

Как известно (Robock, 2000), вулканические извержения, которые вносят огромное количество пепла и серных аэрозолей в стратосферу и верхнюю атмосферу, оказывают значительное влияние на климат. Выброс в атмосферу, частиц пыли и аэрозолей уменьшает прозрачность атмосферы, что приводит к ослаблению потока солнечной радиации. Это может вызвать кратковременное похолодание полушарного или даже глобального масштаба. Особенно сильно влияют на климат извержения низких широт. Характер и время распространения вулканического облака зависят от особенностей циркуляционной системы Земли (Robock, 2000).

Резкое понижение температур вегетационного периода может приводить к возникновению морозобойных трещин в годовых кольцах деревьев и понижениям прироста в течение нескольких следующих лет после извержения. Результаты сопоставления дендрохронологических рядов с датами мощных вулканических извержений были освещены в ряде работ (LaMarche Jr. et al., 1984; Baillie, 1994; Jones et al., 1995; Parker et al., 1996; Briffa et al., 1998; Hughes et al., 1999; D'Arrigo et al., 2001; Briffa et al., 2004). Отмечено (Fritts, 1976), что возможно биологическое отставание отклика деревьев, особенно в случае ширины колец.

Для оценки влияния вулканизма на климат Северного Кавказа древесно-кольцевые хронологии и реконструкция температуры воздуха теплого периода сравнивались с рядом лет климатически эффективных вулканических извержений, восстановленных по концентрации сульфатов в слоях ледниковых кернов Гренландии (GISP2) (Crowley, 2000) (http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/pubs/ ipcc2007/ fig614.html).

Отметим, что при визуальном обследовании кернов сосны и пихты морозобойных колец обнаружено не было. Однако было установлено, что в сводной Кавказской хронологии по ширине годичных колец 1818 г. отличался самой большой депрессией прироста (индекс 0,67) за весь период, охваченный хронологией. Низкие приросты отмечались после этого в течение 2 лет и лишь к 1821 г. прирост стал положительным (*puc. 4.30, a*). Возможно, это понижение прироста связано с понижением летних температур в Северном полушарии после извержения вулкана Тамбора (Индонезия) в 1815 г. Такой же эффект трехлетнего запаздывания отмечен в хронологии по ширине колец в Монголии (D'Arrigo et al., 2001) и в Восточных Карпатах (Popa et al., 2008).

В хронологии по максимальной плотности колец сосны на Кавказе самая низкая температурная аномалия отмечена на год раньше, чем в хронологии по ширине годичных колец, т. е. в 1817 г. (*рис. 4.30, б*). Запаздывание отклика на один год отмечено в реконструкции летних температур по максимальной плотности для Европейских Альп



Рис. 4.30. Снижение индекса прироста сосны в сводной хронологии по ширине (*a*) и по максимальной плотности (*б*) годичных колец сосны на Кавказе после извержения вулкана Тамбора в 1815 г.

92





(Büntgen et al., 2006): самое холодное лето за 1250 лет зафиксировано здесь в 1816 г. (аномалия $-4,5^{\circ}$ C).

Далее в этом разделе мы сравниваем полученные хронологии и реконструкцию температур апреля—сентября с другими дендрохронологическими данными и палеоклиматическими реконструкциями на Кавказе, в Крыму, Альпах, Карпатах и в Татрах.

Невысокая, но статистически значимая корреляция (r = 0,19) обнаружена между крымской и сводной кавказской хронологией по ширине годичных колец за общий период с 1640 по 2002 г. (*рис. 4.31*). При этом более всего хронологии согласуются в периоды 1690—1739 и 1890—1989 гг. Сравнение 11-летних сглаженных средних для двух хронологий не усилило корреляционную связь. Сходство между хронологиями может быть объяснено использованием сосен в обоих случаях и относительной близостью районов, где проводился отбор образцов.

Согласно материалам, представленным в международном банке дендрохронологических данных, ближайшая к местам отбора наших образцов дендрохронологическая площадка расположена





Рис. 4.32. Хронологии ширины годичных колец тиса ягодного в Кахетии (*черная линия*) и сосны обыкновенной на Северном Кавказе (*серая линия*), сглаженные 11-летним скользящим средним. Корреляция рассчитана для

30-летнего окна с 15-летним перекрытием (черная пунктирная линия)

в Грузии в Кахетии (*N* = 42, *E* = 45,17; *H* = 2000 м). Это — хронология по ширине годичных колец тиса ягодного (*Taxus baccata L.*) за период 1556–1980 гг. (*puc. 4.32*).

Сравнение двух хронологий, полученных для южного и северного макросклонов Кавказа, показывает некоторое их сходство, как на уровне межгодовой изменчивости (r = 0,22; p < 0,05, N = 341), так и при сравнении сглаженных средних (рис. 4.32). Несмотря на то что Кахетия расположена на южном макросклоне Главного Кавказского хребта и хронологии составлены по двум разным древесным породам, такое сходство свидетельствует о влиянии общих климатических факторов на прирост тиса и сосны, особенно заметное в первой половине XIX в. Возможно, эта сходная реакция деревьев в этих двух районах связана с крупными климатически эффективными вулканическими извержениями, имевшими место в это время в Северном полушарии. Высокая корреляция между рядами отмечена и в 1640-1670 гг. (r = 0.78; p < 0.05), в один из периодов похолодания и наступания ледников на Кавказе «малого ледникового периода» (Соломина, 1999). В XX в. корреляция значительно снижается и коэффициенты корреляции достигают даже отрицательных значений.

Кавказ традиционно сравнивают с Альпами по многим параметрам, в том числе и по особенностям колебаний климата. Густая сеть дендрохронологических площадок, а также чувствительность хвойных пород деревьев к летним температурам, позволили ряду авторов (Briffa et al., 1988; Frank et al., 2005) выполнить высококачественные реконструкции климатических параметров в Альпах, основанные как на ширине, так и на максимальной плотности годичных колец. Реконструкция летних температур (июнь–сентябрь) для территории Альп была получена за период 775–2004 гг. и основывается на хронологиях максимальной плотности колец лиственницы (Büntgen et al., 2006). В этой работе для стандартизации древесно-кольцевых серий была применена региональная кривая стандартизации (RCS) (*puc. 4.33*).

Восстановленные температуры апреля—сентября для территории Татр получены на основе древесно-кольцевых хронологий по ширине и максимальной плотности годичных колец ели, лиственницы, пихты и сосны (Büntgen et al., 2007) (см. *рис.* 4.33). Статистически значимого сходства между тремя реконструкциями на уровне межгодовой изменчивости не обнаружено, что, скорее всего, связано с региональными климатическими различиями этих удаленных друг от друга районов. Однако после 10-летнего сглаживания коэффициенты корреляции между кавказской, с одной стороны, альпийской



Рис. 4.33. Сравнение реконструкций средних температур воздуха апрелясентября для Татр (Buntgen et al., 2007), июня-сентября для Альп (Buntgen et al., 2006), апреля-сентября для Кавказа. Все ряды сглажены 10-летним скользящим средним. Значения коэффициентов корреляции и их статистическая значимость указаны на графике

и татрской реконструкциями, с другой, увеличились и за общий период с 1803-2001 гг. достигли, соответственно, 0,25 и 0,33 (*рис. 4.33*). За 200 лет отмечаются промежутки с высокой согласованностью между рядами и такие, когда эта согласованность пропадает. Так, например, все три реконструкции похожи между собой в период 1800-1825 гг. Возможно, это опять-таки объясняется похолоданием в Северном полушарии, которое имеет вулканическое происхождение. Далее кавказская реконструкция имеет высокую согласованность с температурами, полученными для Татр вплоть до 1845 г. После 1976 г. для рядов Альп и Татр заметно значительное повышение летних температур, в то время как кавказская кривая колеблется около среднего. Альпийская реконструкция имеет долгопериодный тренд, который отсутствует у двух остальных кривых. Это может отражать реальные климатические тенденции в трех регионах, но может быть связано и с особенностями стандартизации рядов (использование стандартизации региональной кривой для альпийской хронологии).

Интересные результаты дает сравнение нашей реконструкции с реконструкцией температуры в Европе, основанной на различных источниках косвенных данных (Xoplaki et al., 2005). Реконструкция построена для периода 1500–2005 гг., где промежуток с 1900 г. составляют осреднённые инструментальные данные длиннорядных европейских станций. Температуры реконструированы для территории



Рис. 4.34. Сравнение реконструкций средней температуры воздуха апреля сентября для Кавказа (*серая линия*) и лета для Европы (*черная линия*; Xoplaki et al., 2005). Значения сглажены 7-летним скользящим средним

между 70N и 35N. Из *рис.* 4.34 видно, что реконструкции похожи до 1850 г., расходятся в 1870-х — 1920-х гг. и после 1980-х гг. Отметим, что в реконструкции Е. Хоплаки тренд к потеплению отсутствовал вплоть до самых последних десятилетий и начался только в 1980-х гг. В кавказской хронологии он проявился только в 2000-е гг., и это повышение реконструированной температуры пока находится в пределах естественной изменчивости.

Таким образом, наш анализ показал, что наблюдается некоторое сходство внутривековой изменчивости кавказской дендрохронологической реконструкции температуры теплого периода с другими европейскими реконструкциями, причем оно особенно заметно в первой половине XIX в. Возможно, это связано с активизацией вулканической деятельности, которая оказывает воздействие на климат в планетарном масштабе. Повышение реконструированных температур на Кавказе наблюдается только с 1990 г., т. е. оно началось на десятилетие позже, чем в Альпах и в Татрах, и амплитуда этого потепления на Кавказе меньше. Сравнение кавказской реконструкции с инструментальными рядами температур (гмс Клухор), однако, показывает, что между ними наблюдается очень высокая корреляция (см. *рис. 4.29*) и наша реконструкция адекватно отражает особенности колебаний климата на Кавказе в XX в.

ГЛАВА 5 РЕКОНСТРУКЦИЯ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ НА ТЯНЬ-ШАНЕ

В этой главе представлены обзор современного состояния проблемы и новые дендроклиматические реконструкции, основанные на ширине и плотности годичиных колец ели Шренка — главной лесообразующей породы в горах Тянь-Шаня. Реконструкции относятся к территории Киргизстана, но для сравнения также используются прилегающие зарубежные территории, в частности китайская часть Тянь-Шаня. Мы сделали попытку обобщить накопившийся к настоящему времени материал дендроклиматических реконструкций разных авторов, оценить согласованность и различия в ходе реконструированных гидрометеорологических параметров, сопоставить их с глобальными реконструкциями, обозначить нерешенные проблемы и наметить перспективы будущих дендроклиматических исследований в центрально-азиатском регионе.

5.1. Район работ

Тянь-Шань — обширная горная система на северной периферии Центральной Азии, расположенная между 40–45° с. ш. и 67–95° в. д. Ее протяженность с запада на восток составляет 2450 км (в пределах Кыргызстана — 1200 км), а с севера на юг меняется в пределах от 100 до 400 км. Западная часть Тянь-Шаня находится главным образом в Киргизстане и в Казахстане, восточная — в Китае, юго-западная оконечность — в Узбекистане и Таджикистане. Преобладающее направление хребтов субширотное. Выделяются три орографические области — Северный, Внутренний и Центральный Тянь-Шань (Атлас..., 1987).

Климат высокогорного Тянь-Шаня характеризуется низкой температурой воздуха в течение всего года и небольшим количеством осадков, максимум которых приходится на теплый период года — май сентябрь (Волошина, 1988). На большей части Тянь-Шаня, преобладает западный перенос воздушных масс, на который накладывается местная горно-долинная циркуляция. Большие высоты, сложность и расчленённость рельефа вызывают резкие контрасты в распределении тепла и влаги. В долинах нижнего пояса гор средняя температура июля — +20-25 °C, в средневысотных долинах — +15-17 °C, у подножий ледников до +5 °C и ниже. Зимой в гляциально-нивальном поясе морозы достигают – 30 °С (Атлас..., 1987). В средневысотных долинах холодные периоды часто чередуются с оттепелями, хотя средние температуры января обычно ниже -6 °C. В зимнее время вся территория Тянь-Шаня находится под воздействием юго-западной и южной периферий Сибирского антициклона, что способствует установлению безоблачной морозной погоды с резко выраженными инверсиями температур. Зимой на перевалах (мтс Долон) часто теплее, чем в долинах (гмс Нарын).

Количество осадков в горах Тянь-Шаня возрастает с высотой. На подгорных равнинах оно составляет 150-300 мм, в предгорьях и низкогорьях — 300-450 мм, в среднегорьях — 450-800 мм, в гляциальнонивальном поясе — часто свыше 800 мм, местами (на Западном Тянь-Шане) до 1600 мм в год. Во внутригорных впадинах обычно выпадает 200-400 мм осадков в год (более увлажнены их восточные части). На большей части Тянь-Шаня отмечается летний максимум осадков, в горном обрамлении Ферганской и Таласской долин — весенний, что объясняется орографическими особенностями местности. Устойчивый Сибирский антициклон препятствует проникновению зимних циклонов на Тянь-Шань. В весеннее время (март-май) их вторжение во внутренние и восточные части Тянь-Шаня блокируют периферийные западные хребты, и лишь летние (июнь-август) циклоны могут достигать внутренних частей региона. Вследствие этого общее количество осадков уменьшается от периферийных районов Тянь-Шаня к внутренним и восточным (Волошина, Сьечень, 1995). В теплый период года наблюдается увеличение осадков во всех высотных зонах, что характерно для условий континентального и резко континентального климата. Основное количество осадков в районе исследования выпадает во время фронтальных вторжений при существенно меньшей роли внутримассовых и конвективных осадков.

На Тянь-Шане выражена отрицательная связь среднелетней температуры воздуха (май-сентябрь) с количеством осадков. Это объясняется

тем, что сухое лето с господством антициклонального типа погоды зачастую является также и более теплым. Однако, согласно данным метеостанций Тянь-Шань, Нарын и Чон-Кызыл-су, современное потепление с начала 1990-х гг. сопровождается незначительным увеличением осадков.

Метеорологические наблюдения на Тянь-Шане начались в 1879 г., однако большинство метеостанций было открыто только во второй половине XX в. Сеть станций крайне разрежена, особенно в высокогорье. Ограниченность этой информации в пространстве и во времени делает дендрохронологические реконструкции важным инструментом при изучении долгопериодных трендов изменчивости климата Тянь-Шаня.

Анализ метеорологических наблюдений на 16 репрезентативных станциях Тянь-Шаня с 1879 по 2000 г. показывает, что среднегодовая температура воздуха на Тянь-Шане увеличивается, причем это увеличение становится особенно значительным с 1950-х гг. и составляет до 0,02° С в год (Bolsch, 2007). Особенно заметное потепление происходит на Северном Тянь-Шане, где оно вдвое превосходит среднюю глобальную величину, причем приходится в основном на осень и зиму. В отличие от Северного, на Центральном Тянь-Шане, на самой длиннорядной высокогорной метеостанции Тянь-Шань (3614 м), потепление зимнего периода статистически незначимо; отчетливый тренд летнего потепления зафиксирован здесь за период 1930-2006 гг. Согласно данным гмс Тянь-Шань, вплоть до 1977 г. тенденция к повышению среднегодовых температур практически отсутствовала, а с 1997 г. по настоящее время она составляет 0,04 °С в год. С конца 1920-х до конца 1980-х гг. суммы летних, зимних и годовых осадков на территории Тянь-Шаня имели слабый отрицательный тренд, а в 1991-2005 гг. он сменился на положительный во все сезоны года (Kuzmichenok, 2006).

Из-за значительной сухости климата снеговая линия на Тянь-Шане располагается на больших высотах от 3600–3800 м н.у.м. на северо-западе до 4200–4450 м н.у.м. на Центральном Тянь-Шане; на Восточном Тянь-Шане она понижается (до 4000–4200 м н.у.м.). Наибольшие запасы снега концентрируются на северном и западном склонах. У подножий хребтов снег лежит обычно не более 2–3 месяцев, в среднегорьях — 6–7 месяцев, у подножий ледников — 9–10 месяцев в году. В межгорных котловинах снежный покров, как правило, маломощный. В лесу режим снегонакопления и основные параметры снежной толщи (высота, плотность, водозапас, испарение) зависят, помимо общих факторов, от пространственной структуры, сомкнутости и возрастного состава древостоя, наличия подлеска и морфологических особенностей елей и кустарников (Сыпалова, 1975).

Реки Внутреннего, Центрального и Северного Тянь-Шаня в пределах Киргизии относятся к бассейнам р. Нарын, Тарим и оз. Иссык-Куль. Крупнейшей рекой киргизской части Тянь-Шаня является Нарын. Она берет начало у подножья хребта Акшийрак. Ее длина — 807 км, площадь бассейна — 59 900 км². Образуется слиянием р. Большой Нарын и Малый Нарын, берущих начало в ледниках Центрального Тянь-Шаня. Нарын при слиянии с Карадарьёй образует р. Сырдарья. Среднегодовой расход воды за период 1933–1994 гг. в районе гидропоста Нарын составил 88 м³/сек, в районе гидропоста Кекирим — 206 м³/сек (за период 1938–1980 гг.). Питание в верховьях ледниково-снеговое, в районе гп Кекирим распределение источников питания следующее: 63 % — подземное, 21 % — снеговое, 12 % — ледниковое и 4 % — дождевое (Рацек, 1991; Гидрология Киргизии, 1989). Половодье происходит с мая по август, максимальный сток отмечается в июне-июле. Внутригодовое распределение стока Нарына по данным трех длиннорядных гидропостов, расположенных в верховье бассейна (гп г. Нарын, площадь бассейна — 10 500 км²), средней (гп Кекирим, 34 600 км²) и нижней (гп Учтерек, 47 000 км²) его частях, показано на *рис. 5.1* (цв. вкл.). Там же представлено распределение среднего относительного вклада месячных осадков в годовую сумму, обобщенное по данным 14 метеостанций, находящихся в бассейне на высотах от 1779 до 3614 м над уровнем моря. Нарынский бассейн вытянут в широтном направлении и занимает территорию всего внутреннего Тянь-Шаня, кроме его юговосточной окраины. На долю Нарынского бассейна приходится свыше 50 000 км² территории, или 25% площади Киргизии.

В бассейне Нарына сосредоточено 44% гидроэнергетических ресурсов республики, на этой реке расположены Камбаратинская ГЭС–2, Токтогульская, Курпсайская, Ташкумырская, Шамалдысайская и Уч-Курганская ГЭС, плотины которых создают каскад водохранилищ. Токтогульское водохранилище — одно из самых крупных в Центральной Азии. Площадь акватории этого водохранилища равна 284,3 км², длина — 65 км. Токтогульское водохранилище и ГЭС играют ведущую роль среди аналогичных гидросооружений в бассейне Сырдарьи благодаря высокому расположению с зоной действия более 1,7 млн га, значительному объему накопления водных ресурсов и огромному энергетическому потенциалу (http://www.eabr.org, Bropoe Haциональное..., 2008).

Сухость и континентальность климата обусловливают преобладание на Тянь-Шане горных степей и полупустынь. Подгорные

наклонные равнины, предгорья многих хребтов (главным образом южной экспозиции) и наиболее засушливые участки в пределах некоторых межгорных котловин (например, на западе Нарынской и Иссык-Кульской котловин) занимают ландшафты пустынь.

Леса на Тянь-Шане не образуют сплошного пояса, а встречаются в сочетании со степями и лугами (Колов и др., 2003; *табл. 5.1*). В периферийных хребтах Северного и Юго-Западного Тянь-Шаня они располагаются в среднегорьях на высоте 1500–3000 м н.у.м., во внутренних районах гор нижняя и верхняя границы лесов повышаются (соответственно до 2200 и 3200 м н.у.м.). Леса почти повсеместно (за исключением юго-западной Киргизии) расположены на северных склонах.

Лесные экосистемы	Площадь, км ²	Занимаемая территория, %	
Еловые леса	2772	1,39	
Арчовые леса	2680	1,35	
Широколиственные леса	464	0,23	
Тугаи	226	0,14	
Мелколиственные леса	711	0,36	
Среднегорные листопадные кустарники	970	0,48	
Среднегорные петрофильные кустарники	2317	1,17	
Саванноиды	6081	3,06	
Миндальники и фисташники	182	0,09	

Таблица 5.1. Лесные экосистемы Кыргызстана (Колов и др., 2003)

Нижнюю часть лесного пояса хребта Заилийский Алатау образуют дикая яблоня, дикий абрикос (урюк), боярышник, осина, клен Семенова; в подлеске — кустарники (барбарис, крушина, жимолость, бересклет, шиповник и др.) на серых лесных почвах. Выше 2000–2200 м н.у.м. лиственные леса сменяются еловыми на горнолесных темноцветных почвах с высоким (до 15%) содержанием гумуса. На Внутреннем и Восточном Тянь-Шане основной лесообразующей породой является ель. По днищам широких долин и отрогов и на более освещенных участках склонов леса растут в сочетании с разнотравными лугами субальпийского типа, используемыми как летние пастбища. На склонах южной ориентации в пределах лесолуговостепного пояса преобладают степи с участками арчовых (можжевеловых) редколесий.

Леса из ели Шренка (*Picea Schrenkiana Fish. et Mey*), наряду с арчовыми, являются наиболее распространенными в Киргизста-

не (см. *табл. 5.1*). Этот вид ели был впервые описан Ф.Г. Фишером и К.А. Мейером в 1842 г. в Джунгарском Алатау. Средняя продолжительность жизни ели Шренка — 200–300 лет, предельный возраст наблюдается на верхней границе распространения — более 500 лет (Быков, 1985). В нижней части елового пояса прирост древесины ели происходит медленно до 65-летнего возраста, после, до 110 лет, он интенсивен, а затем постепенно затухает (Кожевникова, 1979). В верхней части елового пояса прирост и радиальное утолщение ели идут значительно медленнее, чем в нижней.

Основные узлы обитания ели Шренка находятся на Киргизском, Заилийском хребтах, а также на Кунгей и Терскей Алатоо, Коелю, Сарыджаз и Атбаши: встречается она и на западном Тянь-Шане. Климат в районе произрастания еловых лесов характеризуется большим разнообразием. Оптимум произрастания ели приходится на области, где среднегодовая температура воздуха составляет от -2 до +2 °С, а количество осадков — от 500 до 700 мм (рис. 5.2). Ель распространена в интервале высот 1400-3600 м н.у.м.; в нижней трети этого пояса она приурочена к склонам северной экспозиции, в средней — к западным и восточным склонам и только на верхнем пределе распространена на южных склонах (Кожевникова, 1982). Абсолютный минимум изменяется от -8,1 до -36,3 °С. Сумма положительных температур выше 5 °С у верхней границы составляет 1100 °С. Из этого следует, что ель Тянь-Шаньская — порода, способная существовать при очень коротком периоде вегетации. По нетребовательности к теплу она уступает только арчовым стланикам, которые поднимаются почти до самых ледников (Колов и др., 2003).

По температурному режиму и степени увлажненности выделяются три подпояса еловых лесов Тянь-Шаня (по О.В.Колову и др., 2003).

I подпояс — нижний, от нижней границы леса до высоты 2100-2200 м н.у.м. с прохладным летом. Средняя годовая температура +4,2–5,5 °С, температура июля — 14—16 °С. Зима устойчивая, умеренно холодная. Увлажнение недостаточное. Среднее многолетнее количество осадков — 550—700 мм. Еловые леса по тальвегам рек, по северным склонам языками заходят в пояс со степной растительностью.

II подпояс — средний, от 2100—2200 до 2400—2500 м н.у.м. Лето холодное, короткое. Продолжительность периода с температурой выше +10 °C — около 110 дней. Средняя годовая температура +3,0—4,0 °C, температура июля +13,5 °C. Зима холодная, средняя температура января -7,0-8,0 °C. Увлажнение умеренное, характерное для лесостепи.



Рис. 5.2. Доля площади, занятой елью, в зависимости от средней годовой температуры воздуха *T*(*a*), годовой суммы атмосферных осадков *P*(*б*) и абсолютной высоты H (*в*). Рисунок В.А. Кузьмиченка

III подпояс — верхний, от 2400—2500 м н.у.м. до верхней границы леса. Лето очень короткое и холодное. Средняя годовая температура —2,1—3,0 °С. Период без морозов у верхней границы почти отсутствует, температура июля +8-12 °С. Абсолютный минимум от —26 до —40 °С. Средняя температура января от —8 до —13 °С. Увлажнение достаточное. В верхней части подпояса ельники заходят в субальпийский и альпийский пояса. Деревья здесь растут группками в основном на северных склонах.

Важную роль в жизни лесных фитоценозов в целом и в приросте годичных колец ели в частности играют условия влажности почв. Оптимальные условия отмечаются для ельников средней части лесного пояса; в нижней — происходит иссушение почв в теплый период, а в верхней (на северных склонах) — напротив, переувлажнение изза большого количества осадков, малой мощности почв и сезонных грунтовых вод (Кожевникова, 1982). В то же время в сомкнутых ельниках почвы отличаются чрезвычайной сухостью, так как плотный полог пропускает очень мало осадков.

На высотах 2000–2200 м н.у.м. при недостатке влаги и значительном количестве тепла площадь ельников составляет 5,2% от всей площади растительности (пояс недостаточного увлажнения). Весьма вероятно, что площадь ельников здесь может быть значительно большей, но она резко сокращается в результате вырубки, выпаса скота и т. п. (Колов и др., 2003).

Таким образом, на небольших высотах ограничивающим фактором распространения ели является недостаточная влагообеспеченность в период вегетации, а на больших высотах — условия перезимовки (Колов и др., 2003). Значительная зависимость распространения ели от влагообеспеченности показывает, что ель, хотя и приспособлена к засухе, все же является породой влаголюбивой.

5.2. Состояние дендрохронологических исследований на Тянь-Шане

Дендрохронологические работы на этой территории начали проводиться в 1960-1970-х гг. На первом этапе наибольшее внимание дендрохронологов привлекали разные виды можжевельника, так как на Тянь-Шане именно они являются главными долгожителями, и возраст отдельных особей может достигать тысячелетия. Одну из первых попыток построить древесно-кольцевую хронологию и сделать климатическую реконструкцию предприняли Е.В. Максимов и А.К. Гребенюк (1972). На основании спила можжевельника (Juniperus turkestanica) авторы пытались реконструировать летнюю температуру высокогорной зоны Зеравшанского хребта за последние 800 лет. К.Д. Мухамедшин (1978), исследуя арчевники северного склона Алайского хребта, обнаружил деревья-долгожители возрастом 1000 и более лет. Наиболее продолжительная древесно-кольцевая хронология для Тянь-Шаня, выполненная с использованием перекрестной датировки, была создана Д.А. Грайбиллом, С.Г. Шиятовым и В.Ф. Бурмистровым (Graybill, Shiyatov, Burmistrov, 1992) и существенно дополнена Я. Эспером (Esper et al., 2001; 2002b). В результате, на основе 380 дендрохронологических образцов (преимущественно можжевельника) с верхней и нижней границы леса, была построена хронология с 618 по 1996 г. и выполнена реконструкция летних температур (см. ниже).

Ель Шренка также неоднократно использовалась для дендроклиматических реконструкций. Первое систематическое исследование этого вопроса на Тянь-Шане было проведено Н.М. Борщевой (1981; 1983) в Заилийском Алатау. Дендрошкалы были построены для четырех высотных уровней: 1400 м н.у.м. (нижняя граница произрастания вида), 2200, 2600 м н.у.м. (экологический оптимум произрастания) и 2800 м н.у.м. (верхняя граница). Борщева установила, что в этом районе на ширину годичных колец и особенно ранней древесины ели наибольшее влияние оказывает количество выпадающих осадков в предшествующий росту осеннее-зимне-весенний период. Отмечено, что в узких затененных долинах на прирост поздней древесины ели воздействует и летняя температура.

О.Н. Соломиной и А.Ф. Глазовским (1989) были проведены дендроклиматические исследования на северном склоне Терскей Алатау. Были обнаружены значимые статистические связи между приростом древесины ели Шренка и средней температурой лета с отрицательным знаком, а также между индексами ширины колец и летними осадками — с положительным знаком. Ю.О. Юриной и др. (2006) дана оценка влияния климатических факторов на ширину годичных колец ели Шренка на верхней и нижней границах леса на хребте Терскей Алатау и установлена связь последних с составляющими массы ледников. Согласно этим данным, ширина ранней древесины ели Шренка на нижней границе леса положительно реагирует на осадки мая-июня, а также зависит от осадков холодного периода (октябрь-май). На этой основе можно реконструировать величины снегонакопления. Установлено также, что существуют корреляционные связи между величинами абляции ледников (отрицательные) и аккумуляции (положительные), с одной стороны, и приростами древесины — с другой. Такие связи оказываются иногда даже более тесными, чем при корреляции соответствующих метеорологических параметров.

Китайскими исследователями (Wang et al., 2005) на Восточном Тянь-Шане проводилось сравнение хронологий ели Шренка с верхней и нижней границы леса (2600–2700 и 1600–1700 м н.у.м., соответственно) и из средней части леса (2100–2200 м н.у.м.). По результатам исследования был сделан вывод о том, что на прирост ели влияют, в первую очередь, осадки августа предыдущего года и что чувствительность хронологий уменьшается с высотой. Авторы объясняют это тем, что с высотой обеспеченность осадками становится

больше и поэтому они оказывают меньшее влияние на рост дерева. Аналогичное сопоставление древесно-кольцевых хронологий с верхнего и нижнего пределов распространения для можжевельника проводилось Я. Эспером с соавторами для региона Юго-Западного Тянь-Шаня и Северного Каракорума (Esper et al., 2007). Эти авторы, напротив, констатировали отсутствие существенных различий между хронологиями можжевельника для нижней, средней и верхней частей леса, что явилось довольно неожиданным результатом. Сделано предположение, что наиболее значимыми факторами для прироста здесь являются количество приходящей солнечной радиации и уровень облачности.

В. Санг с соавторами (Sang et al., 2007) изучал реакцию годичного прироста ели на градиент осадков на Восточном Тянь-Шане. На склоне северной экспозиции был заложен трансект с запада на восток, в направлении уменьшения количества осадков. Анализ климатического отклика показал, что наиболее значимым фактором для прироста ели для всех площадок являются осадки.

Ю. Юань и Ж. Ли (Yuan, Li, 1999) на основе хронологий ширины колец ели создали реконструкцию зимних температур (декабрь–март) для бассейна р.Урумчи за последние 450 лет ($r^2 = 0,66$). С.Ю. с соавторами (Yu et al., 2008) реконструировали минимальную температуру зимы в районе Боертала (Восточный Тянь-Шань) с 1576 по 2002 г. ($r^2 = 0,67$) и обнаружили цикличность в 2–3 и 40–50 лет. Эти хронологии также коррелируют с осадками июля ($r^2 = 0,46$).

Я. Эспером с соавторами (Esper et al., 2003b) по ширине годичных колец можжевельника, отобранного на семи площадках на верхней границе леса (выше 2900 м н.у.м.) на Юго-Западном Тянь-Шане (Киргизия), реконструирована температура июня—сентября за период 694—1995 гг. В полученной реконструкции выделяются средневековая климатическая аномалия и «малый ледниковый период». Это — самая продолжительная реконструкция, основанная на обширном массиве данных, но она выбирает относительно небольшой процент изменчивости температуры (корреляция с температурой июня—сентября 0,45).

В целом, опираясь на результаты исследования наших предшественников, можно заключить, что для ширины годичных колец ели Шренка наиболее значимым климатическим фактором чаще являются осадки (по разным данным — либо теплого, либо холодного периода), что делает возможным создание на этой основе реконструкций осадков, индекса сухости и речного стока; также отмечена значимая корреляция ширины колец с колебаниями составляющих баланса
массы ледников. Реакция на температуру больше зависит от локальных условий произрастания деревьев.

Плотность годичных колец ели в большей мере, чем ширина, зависит от температуры. По максимальной плотности годичных колец ели Шренка с площадок верхней границы леса О.Н.Соломиной и др. (2006) выполнена реконструкция летней (май–август, $r^2 = 0,42$) температуры воздуха за 1626–1995 гг. для Центрального Тянь-Шаня. В ходе реконструированных температур отмечены циклы 200-летней продолжительности, связанные, вероятно, с солнечной активностью. Годом позже Р. Вильсон и др. (Wilson et al., 2007) реконструировали температуру июня–июля на базе хронологий ширины и плотности годичных колец ели Шренка на Центральном Тянь-Шане для периода 1698–1995 гг. ($r^2 = 0,36$). Сравнение дендрохронологических данных проводилось с сеточным температурным архивом. Отметим, что автор использовал те же хронологии, которые использовала О.Н. Соломина для своей температурной реконструкции, и те же, которые мы будем, в числе прочих, использовать в настоящей работе.

Ж. Чен и др. (Chen et al., 2008; 2009; 2010) на основе дендрохронологических данных выполнили три реконструкции для Восточного Тянь-Шаня: температуры воздуха июня-июля для Серой долины за период 1850–2006 гг. (r^2 =0,55), температуры воздуха апреля–августа для района Юли с 1848 по 2000 г. по хронологиям максимальной плотности ели (выбирает до 56% изменчивости температур), температуры июня–июля для периода 1623–2009 гг. (r^2 =0,42) для бассейна р. Урумчи по плотности ранней древесины ели.

Сравнение созданных на сегодняшний день локальных и региональных реконструкций показывает, что они существенно отличаются друг от друга (см. *рис. 5.3* цв. вкл.). Частично эти различия могут быть отнесены за счет разных сезонов, выбранных для реконструкций (теплый период, июнь–август, май–сентябрь и пр.). Видимо, большую роль в этих различиях играет также естественная пространственная изменчивость климата на обширной горной территории со сложным рельефом, охватывающей несколько тысяч километров. Это обстоятельство подтверждает необходимость создания отдельных реконструкций для разных частей Тянь-Шаня, и настоящая работа посвящена именно этой задаче.

Серия реконструкций осадков и индексов увлажненности (сухости) выполнена на основе ширины колец ели Шренка для территории Киргизии и китайского Тянь-Шаня. Н.М. Борщева (1983) по 5-летним сглаженным хронологиям ширины колец ранней древесины ели Шренка реконструировала количество осадков холодного

периода (октябрь-май) за 318 лет (*r* = 0,8) для высокогорья Северного Тянь-Шаня. Ю. Юань, В.Е. и Г. Донг (Yuan et al., 2000) реконструировали годовое количество осадков (июнь-май) за 314 лет для префектуры Юли (Восточный Тянь-Шань). В реконструкции отмечена периодичность 150, 29, 17, 23 и 60 лет. Ю. Юанем (Yuan et al., 2001) были построены древесно-кольцевые хронологии для Восточного Тянь-Шаня, которые показывают положительную корреляцию со средним количеством осадков за период с июля предыдущего года по февраль текущего (r = 0,74). Так была создана реконструкция осадков за 350 лет. Построенные реконструкции согласуются с данными по ледникам и историческим документам: влажные периоды соответствуют периодам наступания ледника № 1 и формированию морен. Согласно этой реконструкции, во время «малого ледникового периода» максимальное количество осадков было на 50 мм больше, чем сегодня. М. Фан (Fan et al., 2007) проводил дендрохронологические исследования в южной части Восточного Тянь-Шаня. Построенные им хронологии показали положительную корреляцию с количеством осадков с января по май, на основе чего была сделана 300-летняя реконструкция этого параметра. Согласно полученным данным, резкие смены режима осадков происходили в 1740, 1870 и 1909 гг.

3. Жанг, Кс. Вю и Ж. Ли (Zhang et al., 1996) для территории Восточного Тянь-Шаня создали реконструкцию летних засух за период 1665–1989 гг. Отмечен смешанный сигнал ели на температуру и осадки. О.Н. Соломиной с соавторами (Соломина и др., 2007) по хронологиям ели Шренка для нижней границы леса в Центральном Тянь-Шане реконструирован гидротермический индекс июня—сентября за 1680–2005 гг. (модель выбирает 41 % изменчивости). Примечательно, что для создания древесно-кольцевой хронологии использовались, в том числе образцы, отобранные вблизи нижней границы леса и из деревянных построек в Прииссыккулье.

Единственная известная нам реконструкция речного стока в этом регионе выполнена Ю. Юанем с соавторами (Yuan et al., 2007) по данным о ширине колец ели Шренка для р. Манаси, протекающей по Северному Тянь-Шаню на территории Китая. Выявлена корреляция ширины колец с годовым стоком р. Манаси протекающей в районе отбора образцов, с запаздыванием на 4 года. Созданная в результате реконструкция годового стока р. Манаси имеет продолжительность с 1629 по 2000 г. (r = 0,51). Запаздывание реакции деревьев на 4 года, по сравнению с объемом речного стока, авторы объясняют медленным просачиванием воды в почву.

Как видно из вышесказанного, древесные породы, растущие на Тянь-Шане, имеют достаточный потенциал для использования в целях дендроклиматических реконструкций. Из *рис.* 5.4 (цв. вкл.), на котором показаны районы дендрохронологических работ, проводившихся на территории Тянь-Шаня, видно, что настоящее исследование, выполненное в Киргизии, восполняет существенный пробел в дендрохронологической сети этого региона.

5.3. Использованные материалы

В период с 2000 по 2009 г. на территории Киргизии были отобраны образцы ели Шренка на верхней границе леса с 15 площадок — 2650—3200 м н.у.м. и с 9 площадок на нижней границе леса — 2050—2400 м н.у.м. (*puc. 5.5* (цв. вкл.)). Отбор образцов проводился по стандартной методике, принятой в дендроклиматологии, описанной выше, в главе 2. Всего было отобрано около 800 кернов и спилов (см. *puc. 5.6*, *maбл. 5.2*).

Поскольку продолжительность жизни деревьев на нижнем пределе их распространения существенно меньше, чем на верхнем, и к тому же в нижней части лесного пояса она сильно ограничивается искусственными рубками вблизи человеческого жилья, до сих пор хронологии ели Шрека с нижней границы леса редко превышали продолжительность инструментального периода наблюдений (около 100 лет). Для того чтобы увеличить длину хронологий, были отобраны образцы из наиболее старых деревянных строений Прииссыккулья — монастырь Светлый Мыс, школа в с. Покровка, дом первопоселенца Коломейцева в пос. Теплоключенка и здание Тянь-Шанской физико-географической станции в долине Чон-Кызыл-су. За исключением последнего строения, все постройки находятся в прибрежной зоне на высоте около 1600-1800 м н.у.м. и, по всей вероятности, строились из древесины, заготовленной поблизости, т. е. вблизи нижней границы леса. Всего было отобрано 12 образцов из 4 строений. В результате нам удалось продлить хронологию до 1741 г.

Кроме этих образцов, в работе также использованы дендрохронологические образцы, отобранные Ф.Швейнгрубером на верхней границе леса в долинах Карабаткак, Сарыкунгей и Сарыймек (площадки KAR, SK, SJ, соответственно).

Дендрошкалы, построенные в 1970-х–1980-х гг., в большинстве своем нуждаются в повторном перекрестном датировании, а образцы, необходимые для этого, утрачены. Хронологии, созданные Н.М. Борщевой, тщательно датированы, но сохранились также лишь

Тянь-Шане
На
образцов і
отбора
1естоположение площадок
2
5.2.
Таблица .

Средняя чувстви- тельность		0,183	0,237	0,217	0,187	0,176	0,268	0,29	0,175	0,246	0,203	0,188	0,214	0,231	0,253	0,227	0,238	0,226	0,212
Взаимная корреляция		0,652	0,603	0,625	0,566	0,577	0,676	0,688	0,709	0,726	0,628	0,692	0,652	0,605	0,51	0,652	0,593	0,717	0,643
Общая длина ряда		1799–2005	1841 - 2008	1651-2005	1670-2001	1726-2001	1301-2005	1528-2006	1650-1995	1450-2005	1551-2005	1717-2005	1528-2005	1833-2005	1942-2008	1727-2005	1812-2005	1626-1995	1753-1995
Коли- чество кернов		27	19	51	14	13	79	49	19	42	40	33	21	8	18	30	36	21	25
Экспо- зиция склона	ица леса	Z	Z	z	Неизв.	Неизв.	z	Z	Неизв.	NW	NW	NE	Неизв.	Z	Z	Z	NW	Неизв.	Неизв.
A6c. bbi- cota, m	Верхняя гран	2760	2880 - 3100	3065	3150	3190	2726-3120	3150	2850	2827	3010	2776-2650	3050	3305	3100 - 3200	2950	3050	2800	2800
Коор- динаты, в. д.		74°29'	74°20°	76°21'	.60 o 8 <i>L</i>	77 ° 57'	79°27'	79°38'	78°11'	79 ° 02'	. <i>L</i> S o 8 <i>L</i>	77 ° 16'	.20 ° 62	76°10°	73°52'	75°46°	75°45'	.60 ° 57	76°26°
Коор- динаты, с. ш.		42° 37'	$40 \circ 14'$	41°12'	42°15'	42°02'	42°09'	42°11'	42°11'	42°12'	42 ° 24'	42°50'	42°29'	41 º 23'	39°38'	41°49'	41°48'	41 ° 36'	41°40'
Место- положение		Аксай	Алайку	Атбаши	Чон-Кызыл-су	Джууку	Энгильчек	Энгильчек	Карабаткак	Койлю	Кок-Кия	Кунгей Алатау	Эныльчек	Нарын	Hypa	Он-Арча	Он-Арча	Сареймек	Сарыкунгей
Код площадки		AKS	ALA	ATB	CKSU	DJKU	ENG	ENGUP	KAR	KOE	KOK	KUN	NAN	NAR	NUR	NNO	ONS	SJ	SK

111

5.2	
таблицы	
Продолжение	

Средняя чувстви- тельность		0,215	0,362	0,381	0,31	0,286	0,328	0,254	0,333	0,288		0,242	0,231	0,268
Взаимная корреляция		0,73	0,831	0,879	0,777	0,67	0,783	0,695	0,723	0,649		0,784	0,698	0,337
Общая длина ряда		1902-2001	1861-2004	1845-2004	1861-2004	1881-2001	1884-2000	1903-2005	1680-2005	1850-2005		1917-2005	1997-2008	1949-2008
Коли- чество кернов	-	12	25	17	21	15	7	21	17	14	ca	31	16	5
Экспо- зиция склона	ица леса	Неизв.	z	Щ	M	Неизв.	Неизв.	Щ	M	Е	есного поя	NE	Z	Ν
A6c. bbi- cota, m	Нижняя гран	2060	2422	2165-2175	2165-2175	2080-2130	2260	2067-2244	2067-2244	2195	дняя часть л	2414-2650	2350	2270-2450
Коор- динаты, в. д.		77 ° 35'	77 ° 06'	78 ° 09'	78 ° 09'	77 ° 59'	77°56'	77°28'	77°28'	78°52'	Cpe	77 ° 01'	72°56°	73°41'
Коор- динаты, с. ш.	-	42°04'	42 ° 04'	42°15'	42°15'	42°11'	42°10'	42°46'	42°46'	42°35'		42°42'	42°10'	40 ° 20'
Место- положение		Барскаун	Бокомбаевское	Кунгей Алатау	Кунгей Алатау	Джукучак	Джууку	Кунгей Алатау	Кунгей Алатау	Турген-Аксу		Чолпон-Ата	Чичкан	Жошалу
Код площадки	-	BARd	BOK	CKSe	CKSw	DJC	DJKd	KUNe	KUNw	TURd		ATA	CHI	DJO

В столбце «Количество образцов» указаны только образцы, вошедшие в окончательные хронологии после перекрестного датирования



Рис. 5.6. Карта расположения точек отбора образцов. Для площадок, отмеченных *черным квадратом*, имеется по две хронологии — одна по плотности и по ширине годичных колец. Названия вида *KUNe/w* обозначают, что здесь близко расположены несколько площадок (в данном случае площадки KUNE и KUNW)

в виде обобщенных серий, в то время как для анализа требуются оригинальные измерения ширины колец индивидуальных образцов. Кроме того, с момента построения этих хронологий прошло уже около 20 лет, и они нуждаются в обновлении и продолжении. Поэтому в данной работе мы используем эти данные только для сравнительного анализа.

5.4. Построение хронологий ширины годичных колец и их характеристики

Верхняя граница леса. При помощи программы СОFECHA (Holmes, 1983) было проведено абсолютное датирование каждой индивидуальной древесно-кольцевой серии относительно остальных. В программе ARSTAN (Cook, 1987) выполнено индексирование древесно-кольцевых серий и построены хронологии. Рассчитанные индексы ширины колец отдельных образцов объединялись в единый ряд (локальную хронологию) путем погодичного осреднения. Таким образом, после отбраковки части кернов для верхней границы леса

было составлено 18 локальных хронологий, по одной для каждой площадки (*табл. 5.2, рис. 5.7*). Всего в хронологии вошло 533 керна.

Хронология ENG, построенная для верховьев долины Энгильчек, — самая продолжительная хронология ели Шренка как для Киргизстана, так и для всего тянь-шанского региона (с 1301 по 2005 г.). Она же является наиболее обеспеченной образцами и наиболее чувствительной к колебаниям климата (Максимова, 2011). На эту хронологию приходится абсолютное большинство выпадающих колец. Всего во всех кернах с верхней границы леса обнаружено 52 выпадающих кольца (за 34 года). Из них 50 приходится на площадку ENG и по одному — на площадки КОЕ и SJ. Больше всего выпадающих колец обнаружено в 1917 г. (4 шт.); кольцо этого года вообще является самым узким для всех хронологий верхней границы леса (вторым после него идет 1497 г.).

Как видно на *рис 5.7*, бо́льшая часть экстремумов локальных хронологий совпадает, что может свидетельствовать об их сходной реакции на климат. Понижение прироста в основном наблюдается в 1970-х–1980-х гг. и в 1910-х–1920-х гг., во второй четверти XIX в., в 1770-х–1980х гг., на рубеже XVII и XVIII вв., во второй четверти XVII в., в конце XVI в. Повышение величины приростов можно отметить в конце и в середине XX в., на рубеже XVII и XIX вв., в середине и в конце XVII века, в начале XVII в., на рубеже XVI и XVII вв., в середине XVI в.

Несмотря на то что между кривыми, построенными для разных площадок, существуют естественные различия, связанные с особенностями экологических условий произрастания деревьев на отдельных пробных площадях, корреляционный анализ показывает высокое сходство между всеми хронологиями с верхней границы леса (*табл. 5.3*). Исключение составляет хронология NUR, построенная для самой южной площадки, которая существенно отличается от остальных и не датируется относительно прочих хронологий. Она расположена не на Тянь-Шане, а на Алайском хребте Памира (см. *рис. 5.6*) и, по-видимому, отражает существенно иные климатические условия. Эта хронология не участвовала в дальнейшем анализе.

Так как большинство хронологий значимо коррелирует между собой, мы объединили их в одну сводную хронологию TSH UP (*puc. 5.8*). В эту хронологию вошли все площадки, кроме площадки NUR. Полученная таким образом сводная хронология ширины годичных колец для верхней границы распространения ели Шренка имеет продолжительность с 1450 по 2006 г. и состоит из 533 кернов.

Рис. 5.7. Хронологии ширины колецении по всем пробным площадям для верхней границы леса, включая хронологии Ф. Швейнгрубера. По вертикальной оси индексы меняются в диапазоне от 0 до 2. Справа — коды хронологий

2000 годы

3 1 2 2 2 3 1 2 2 2 3 1 2 2 2 3 1 2 2 2 3 1 2 2 2
1,00 1,00 0,43 1,00 0.29 0.84
1,00 0,43 1,000 1,00 <t< td=""></t<>
1,00 1,00 0,43 1,00 0.29 0.84
1,00 1,00 0,43 1,00 0.29 0.84
1,00 1,00 0,43 1,00 0.29 0.84
0,43 1,00 0.84 1.00 0.29 0.84 1.00
0.29 0.84 1.00
0,68 0,53 0,44 1,00
0,54 0,54 0,47 0,39 1,00
$0,79 \mid 0,53 \mid 0,46 \mid 0,80 \mid 0,45 \mid 1,00 \mid$
0,60 0,58 0,47 0,77 0,22 0,78 1,00
$0,45 \ 0,83 \ 0,76 \ 0,57 \ 0,53 \ 0,61 \ 0,64 \ 1$
0,32 0,53 0,49 0,53 0,41 0,39 0,51 0
0,50 0,55 0,52 0,64 0,35 0,69 0,72 0
0,59 0,46 0,47 0,70 0,41 0,74 0,67 0
0,60 0,45 0,37 0,69 0,40 0,73 0,60 0
0,42 0,57 0,55 0,66 0,42 0,52 0,67 0
0,13 0,21 0,18 0,25 0,21 0,25 0,28 0
0,65 0,74 0,70 0,82 0,56 0,80 0,81 0

Количество датированых серий	533
Общая длина ряда	1301-2008 гг., 708 лет
Количество датированных колец	98051
Взаимная корреляция	0,564
Средняя чувствительность	0,229
Достоверность, EPS>0,85, годы	1450-2006

Таблица 5.4. Характеристики сводной хронологии ели для верхней границы леса TSH UP



Рис. 5.8. Сводная хронология TSH UP для верхней границы леса (*толстая линия* — сглаженные по 11 лет значения) и ее обеспеченность образцами

Самая ранняя часть (с 1301 по 1450 г.) и самая поздняя (с 2007 по 2008 г.) хронологии были отсечены по причине малого количества образцов. Основные характеристики полученной сводной хронологи приведены в *табл. 5.4.* Согласно EPS-тесту (Wigley et al., 1984), учитывающему корреляцию образцов и их количество, достоверной (значения индекса выше 0,85) хронология является на всем своем протяжении с 1450 по 2006 г.

Средняя часть лесного пояса. Образцы ели Шренка были отобраны с трех пробных площадей в средней части лесного пояса — ATA, CHI, DJO (*puc. 5.6, puc. 5.9*). Все они имеют небольшую продолжительность — до 100 лет. Между этими хронологиями нет корреляционной связи, что можно объяснить весьма удаленным положением площадок друг от друга, малым числом входящих в них образцов и слабым климатическим сигналом, регулирующим прирост древесины в зоне



Рис. 5.9. Хронологии ширины колец ели для средней части леса. По вертикальной оси индексы меняются в диапазоне от 0 до 2

оптимума роста ели. В хронологию DJO после обработки кернов вошло только 5 образцов, общая длина хронологии — 58 лет, поэтому в дальнейшем мы не будем использовать эти данные в качестве самостоятельной хронологии. Площадка АТА расположена рядом с пос. Чолпон-Ата в Иссык-Кульской котловине, недалеко от площадки KUNe. Эти хронологии хорошо коррелируют между собой (r = 0.69). Интересно, что при этом у площадки АТА корреляция низкая с хронологиями KUN и KUNw (0,13 и 0,33 соответственно), хотя все три расположены на одном макросклоне хребта Кунгей Алатау. Площадка CHI имеет низкую корреляцию (r = 0, 0-0, 3) со всеми хронологиями. Мы объясняем это тем, что она заложена в узком ущелье (Чичкан) и годичный прирост здесь в значительной степени определяется специфическим локальным микроклиматом. Относительно хорошую связь с этой площадкой (r = 0, 4-0, 5) дают площадки NAR, SK, BOK, СКЅw. Сводной хронологии для средней части леса не было создано по причине отсутствия связей между соответствующими локальными хронологиями.

Нижняя граница леса. Так же, как и для площадок на верхней границе леса, на основе образцов с площадок с нижней границы при помощи программ COFECHA и ARSTAN (Holmes, 1994) были построены локальные хронологии. После отбраковки части кернов, которые имели низкое качество или их древесно-кольцевые серии плохо коррелировали с основным массивом, составлено 9 локальных хронологий, по одной для каждой площадки (см. *рис 5.6, табл. 5.2*). Всего в хронологии вошло 149 кернов. Можно заметить, что как и на верхней границе леса, они во многом имеют схожий сигнал, бо́льшая часть экстремумов этих хронологий совпадает. Понижение прироста в основном наблюдается в 1970-х г., в 1940-х и 1920–10-х гг., в конце XIX века, в 1860–1870-х гг. Повышение величины приростов можно

отметить в конце XX в., в 1960–1970-х, 1930-х гг., в последней четверти XIX в.

Корреляция между хронологиями для нижней границы леса также дает высокие значения коэффициентов (*puc. 5.10, табл. 5.5*), что позволяет создать сводную хронологию для нижней границы — TSH DOWN. В сводную хронологию вошли также образцы, отобранные из старых строений. В итоге хронология TSH DOWN состоит из 161 образца и имеет продолжительность с 1741 по 2005 г. (*puc. 5.11, табл. 5.6*).

Хронологии максимальной плотности. Кроме ширины годичных колец мы использовали еще и значения максимальной плотности, измеренной Ф. Швейнгрубером для площадок KAR, SK, SJ (*puc. 5.6*). На *puc. 5.12* приведены хронологии по максимальной плотности колец ели для площадок KAR, SK, SJ. Увеличение и уменьшение плотности в трех локальных хронологиях наблюдаются почти синхронно,

Рис. 5.10. Локальные хронологии для нижней границы леса. По вертикальной оси индексы меняются в диапазоне от 0 до 2

Таблица 5.5. Коэффициенты корреляции хронологий ширины колец ели с нижней границы леса в Прииссыккулье (общий период — 1895–2005 гг.). Все коэффициенты выше 0,25 значимы на уровне вероятности 99%

	BARD	BOK	CKSE	CKSW	DJC	DJKD	KUNE	KUNW	TURD
BARD	1								
BOK	0,36	1							
CKSE	0,3	0,75	1						
CKSW	0,24	0,67	0,76	1					
DJC	0,28	0,49	0,53	0,74	1				
DJKD	0,4	0,66	0,63	0,71	0,61	1			
KUNE	0,32	0,6	0,58	0,55	0,24	0,6	1		
KUNW	0,42	0,45	0,35	0,42	0,49	0,52	0,57	1	
TURD	0,28	0,53	0,44	0,45	0,28	0,38	0,53	0,32	1
TSH DOWN	0,49	0,82	0,84	0,86	0,75	0,83	0,71	0,62	0,56

Таблица 5.6. Характеристики сводной хронологии для нижней границы леса TSH DOWN

Количество датированых серий	161
Общая длина ряда	1680-2005 гг., 326 лет
Количество датированных колец	14 608
Взаимная корреляция	0,697
Средняя чувствительность	0,321
Достоверность, EPS>0,85, годы	1740-2005



Рис. 5.11. Сводная хронология ширины годичных колец ели Шренка для нижней границы леса (*толстая линия* — осредненные по 11 лет значения) и её обеспеченность образцами



Рис. 5.12. Хронологии максимальной плотности колец ели для площадок KAR, SK, SJ. По вертикальной оси индексы меняются в диапазоне от 0 до 2

что свидетельствует о доминирующем внешнем сигнале, общем для всех хронологий. Об этом же свидетельствует и *табл. 5.7* взаимной корреляции локальных хронологий плотности: коэффициенты корреляции здесь очень высоки, несмотря на большое расстояние, которое разделяет эти площадки. Увеличение плотности годичных колец наблюдается в середине XVII в., в 1680-х гг., в первую половину XVIII в., в 1770-х гг., на рубеже XVIII и XIX вв., в 1830-х гг., в третьей четверти XIX в., во второй четверти XX в.. Уменьшение плотности наблюдается в 1670-х гг., в 1690-х гг., в третьей четверти XVIII в., в 1780-х гг., в 1830–1840-х гг., в последней четверти XIX в., в 1910-х и 1960–1980 гг.

Высокое сходство между дендрошкалами КАR, SK, SJ также позволило объединить их в единый ряд (*puc. 5.13*) — так была получена сводная хронология по максимальной плотности Dmax для верхней границы леса продолжительностью с 1626 по 1995 г., состоящая из 58 кернов (*maбл. 5.8*). Согласно EPS-тесту, сводная хронология является достоверной с 1680 по 1995 г.

Несмотря на то, что условия роста деревьев на верхней и нижней границе леса существенно различны, большинство пиков у этих сводных хронологий (TSH UP и TSH DOWN, соответственно) совпадают (*рис. 5.14*). Эти хронологии имеют между собой корреляцию 0,46. Наблюдаемый у хронологии нижней границы леса (TSH DOWN) больший размах колебаний, чем у хронологии с верхней границы леса (TSH UP), связан с большей чувствительностью первой к климатическим изменениям. Сходство хронологий с нижней и верхней границы леса

Таблица 5.7. Корреляция хронологий максимальной плотности ширины колец. Статистически значимыми на уровне 99% являются значения коэффициента корреляции выше 0,25. Общий период — 1753–1995 гг.

	SJ Dmax	KAR Dmax	SK Dmax
SJ Dmax	1,00		
KAR Dmax	0,75	1,00	
SK Dmax	0,67	0,64	1,00
Dmax	0,92	0,90	0,84

Таблица 5.8. Характеристики хронологии максимальной плотности ширины колец Dmax

Количество датированых серий	58
Общая длина ряда	1626-1995 гг., 370 лет
Количество датированных колец	18 159
Взаимная корреляция	0,661
Средняя чувствительность	0,083
Достоверность, EPS>0,85, годы	1680-1995



Рис. 5.13. Сводная хронология плотности годичных колец Dmax для верхней границы леса (*толстая линия* — осредненные по 11 лет значения) и её обеспеченность образцами

свидетельствует о том, что они отражают влияние некоторых общих климатических факторов регионального уровня. Почти все хронологии с нижней границы леса неплохо коррелируют со сводной хронологией TSH UP (r = 0,4-0,5), однако с хронологией TSH DOWN хорошую корреляцию показывает только половина площадок для верхней границы леса — ENGUP, NAR и SK, — которые показывают хорошую связь почти со всеми хронологиями на нижней границе леса. Интересно, что теснота



Рис. 5.14. Сравнение сводных хронологий по ширине годичных колец для нижней (TSH DOWN — *черная линия*) и верхней границ леса (TSH UP — *серая линия*) за общий период 1740–2005 гг.

корреляционных связей не соотносится с непосредственной близостью расположения площадок. Например, площадка KUN не показывает корреляционной связи с площадками KUNw и KUNe, хотя они находятся совсем рядом друг с другом, но на разном высотном уровне.

Схожесть древесно-кольцевых хронологий, построенных для верхней и нижней границ леса в Центральной Азии, отмечалась и ранее (Wang et al., 2005; Esper et al., 2007). Было сделано предположение о сильном влиянии облачности на прирост деревьев на обоих пределах их произрастания за счет изменения количества поступающей солнечной радиации, однако пока это предположение не подтверждено натурными измерениями (Esper et al., 2007).

Хронология плотности годичных колец имеет заметно меньшую амплитуду колебаний, чем хронологии по ширине колец. Этот эффект хорошо известен в дендрохронологии (см., например, Ваганов, Шашкин, 2000). Хронология Dmax не коррелирует с хронологиями ширины годичных колец ни с верхней (*рис. 5.15*), ни с нижней границы леса (рис. 5.16). Их экстремумы также не совпадают.

Таким образом, очевидно, что ширина кольца и его максимальная плотность у ели Шренка вблизи верхней границы леса на Тянь-Шане отражают разные климатические показатели. Высокое сходство хронологий, построенных для разных районов Тянь-Шаня, может иметь важное прикладное значение для датирования погребенной древесины неизвестного возраста — археологической, погребенной в лавинных, селевых отложениях и пр.

Для определения общих спектральных свойств сводных хронологий и анализа изменений их спектральных характеристик во времени



Рис. 5.15. Сравнение сводных хронологий для верхней границы леса по ширине годичных колец (TSH UP — черная линия) и их максимальной плотности (Dmax — серая линия) за общий период 1650-1995 гг.



Рис. 5.16. Сравнение сводных хронологий для нижней границы леса по ширине годичных колец (TSH DOWN — черная линия) и максимальной плотности для верхней границы леса (Dmax — серая линия) за общий период 1740-1995 гг.

было применено непрерывное вейвлет-преобразование с базисным вейвлетом Морле (Torrence et al., 1998). В сводной хронологии для нижней границы леса при помощи вейвлет-преобразования никакой цикличности не выявлено (рис. 5.17, б (см. цв. вкл.)). В сводной хронологии TSH UP отмечена квази-40-летняя периодичность затухающая в конце XVI — начале XVII в. и на протяжении XIX в., в сводной хронологии Dmax — квази-22-летняя периодичность в XIX и XX вв. (рис. 5.17, а, в (цв. вкл.)).

5.5. Климатический отклик в годичных кольцах ели Шренка

Формирование годичного кольца ели Шренка на Тянь-Шане начинается в апреле-мае. Ранняя, светлая, более рыхлая древесина составляет основную часть годичного кольца. В середине лета — начале осени начинает формироваться поздняя древесина, ширина которой, как правило, не превышает пятой части кольца. Как показывают многочисленные исследования (Fritts, 1979; Борщева, 1983; Schweingruber, 1988), на ширину колец оказывают влияние не только климатические условия периода их формирования, но и условия нескольких предшествующих месяцев и даже лет. Климатические условия предыдущего года могут оказывать особое влияние на развитие годичного кольца, так как именно в это время (весной-летом предыдущего года) начинается формирование почек (Fritts, 1979).

Для оценки реакции ширины и плотности годичных колец на погодные условия каждого месяца мы использовали значения корреляции и функцию отклика ширины годичных колец на среднемесячную температуру и сумму осадков, а также на среднегодовые значения (за гидрологический год с октября по сентябрь), и на средние значения этих параметров за апрель—май, май—июль, июнь—август, май—сентябрь и октябрь—декабрь в год формирования кольца и за предыдущий год.

Для анализа использовались данные десяти наиболее длинорядных метеостанций Киргизии, расположенных на разных высотных уровнях (*табл. 5.9*). С данными каждой из перечисленных метеостанций рассчитывалось значение коэффициента корреляции Пирсона для каждой из составленных нами древесно-кольцевых хронологий. Результаты этого анализа приведены ниже.

Для хронологий ширины годичных колец установлены следующие закономерности.

- Положительная корреляция с осадками июля—августа предыдущего года (*табл. 5.10, а, в*).
- Положительная корреляция ширины колец с суммой осадков, которая сильнее выражена для нижней границы леса.
- Отрицательная корреляция с температурой апреля и апреля мая текущего года для верхней границы леса и с температурой июня и мая—июля для нижней границы леса (см. *рис. 5.18* цв. вкл.).
- Отрицательная корреляция с температурой июля—августа предыдущего года (*табл. 5.10, б, с*).

Management	ци- с. ш.	ци- в. д.	над ем	Продолжит ряда (г	тельность оды)
метеостанция	Коор) наты,	Коор, наты,	Н, м I уровн моря	температура	осадки
Атбаши	41º 10'	75° 49'	2025	1961-1988	1927-1988
Кызыл-су (Покровка)	42º 21'	78º 02'	1700	1951-2000	1951-2000
Нарын	41° 40'	76°00'	2039	1926-2000	1926-2000
Новороссийка (Шабдан)	42° 44'	76º 04'	1522	1930-2000	1926-2000
Ош	40° 30'	72º 50'	887	1947-1997	1891-1997
Пржевальск	42° 30'	78º 24'	1774	1879-1987	1881-1987
Рыбачье (Балыкчи)	42º 27'	76º 11'	1621	1931-2004	1931-2004
Тамга	42º 12'	77º 36'	1693	1937-1988	1941-1988
Тянь-Шань	41° 55'	78º 14'	3614	1930-2003	1930-2000
Чон-Кызыл-су	42º 11'	78º 12'	2555	1948-1987	1948-1987

Таблица 5.9. Характеристики метеорологических станций, использованных для анализа

- Сильная отрицательная корреляция среднемесячной температуры июня—июля предыдущего года по гмс Ош для хронологий ширины колец с верхней границы леса (*r* = -0,4-0,6), кроме площадок ENG, ENGUP, KOE, NAN.
- Реакция хронологий для средней части леса АТА и СНІ в целом наиболее сходна с реакцией хронологий с нижней границы леса. На эти хронологии приходятся одни из наиболее высоких значений корреляции с температурой воздуха лета предыдущего года до -0,65-0,68 соответственно (см. табл. 5.10, г).

Для хронологий максимальной плотности годичных колец установлены следующие закономерности.

- За текущий год отмечена отрицательная корреляция хронологий с суммой осадков за июль, август, июнь—август, май сентябрь, гидрологический год (*рис. 5.18, а, табл. 5.11*).
- За текущий год положительная корреляция со среднемесячной температурой за июль, август, май—июль, июнь август, май—сентябрь (*puc. 5.18, б, табл. 5.11*).
- Сравнение с метеоданными за 3 предшествующих года показало, что связь заметно уменьшается с удалением во времени.

При этом корреляция смещается с летних месяцев на весенние (март—май) и для температуры, и для осадков.

В целом ширина годичных колец ели Шренка имеет положительную связь с летними осадками предыдущего года и отрицательную связь с летней температурой предыдущего года (*maбл. 5.10*). Плотность годичных колец ели, напротив, проявляет положительную связь с летней температурой текущего года и отрицательную связь с осадками лета текущего года (см. *puc. 5.18* цв. вкл.). Таким образом, для ширины годичных колец более значимы климатические условия предыдущего года, а для плотности — условия текущего года.

Надо отметить, что подобная сильно выраженная реакция максимальной плотности на температуру лета обнаруживалась и ранее, например, для разных районов Северной Америки (Davi et al., 2003; D'Arrigo et al., 2004; Luckman and Wilson, 2005), Сибири (Briffa et al. 2001; Kirdyanov et al., 2008), Европы (Briffa et al., 1988; 2004; Büntgen et al., 2008).

Для верхней границы леса отрицательная связь с температурой лета предыдущего года выражена сильнее, чем положительная связь с осадками предыдущего года. Связь с количеством осадков предыдущего года сильнее проявляется у хронологий с нижней границы леса. Эти выводы в целом согласуются с результатами, полученными для ели на территории китайского Тянь-Шаня (Wang et al., 2005).

Наиболее ярко выраженная взаимосвязь отмечена у хронологий плотности годичных колец с температурой июня—августа текущего года (коэффициент корреляции до 0,85). Эта связь выражена для всех метеостанций). Почти отсутствует связь наших хронологий с осадками, измеренными на метеостанциях Койлю, Долон, Рыбачье, Новороссийка, и с температурами, измеренными на метеостанциях Койлю и Новороссийка.

Надо отметить, что наш вывод о зависимости прироста ели главным образом от условий увлажнения, по крайней мере в XX в., косвенно подтверждается и тем, что ель растет именно на северных склонах даже на верхней границе своего распространения (очевидно, что температура воздуха и почвы выше на южных склонах). Понижение же летней температуры является благоприятным фактором для роста ели, поскольку в этом случае уменьшается испаряемость, что препятствует иссушению растений. Кроме того, как описывалось ранее, на Тянь-Шане наблюдается противофазный ход температуры и осадков летом, что также может косвенно объяснять отрицательную корреляцию приростов ели с летними температурами. Отклик прироста ели Шренка на показатели увлажненности уже отмечался на Тянь-Шане ранее (Zhang et al., 1996; Соломина и др., 2007).

августа предыдущего года, измеренных для разных метеостанций. Статистически значимыми на уровне с верхней (а и б) и с нижней (в и г) границы леса с количеством осадков и температурой воздуха июля-95% являются значения корреляции выше 0,3 (отмечены жирным шрифтом) Таблица 5.10. Корреляция между хронологиями ширины годичных колец

		SK	0, 19	0,19	0,36	0,05	0,23	0,2	0,16	0,01	0,33	-0,28
		SJ	-0,12	0,04	0,13	-0,15	0,05	0,17	0,05	-0.02	0,14	-0,17
		ONS	0,07	0,31	0,35	0,28	0,26	0,22	0, 12	0,22	0,28	-0,41
Ì		NNO	0,16	0,3	0,35	0,21	0,21	0, 19	0,1	0,16	0,34	-0,34
•		NAR	0,27	0,21	0,45	0,1	0,23	0,13	0, 19	-0.04	0,41	-0,33
•		NAN	0	0,23	0,09	0,05	0,21	0,27	0,22	0,22	-0,01	-0,08
		KUN	0,07	0,22	0,23	0,11	0,15	0,25	0,16	0,11	0,35	-0,24
		KOK	-0,07	0,3	0,15	0,11	0,23	0,21	0, 13	0,24	0, 17	-0,25
		KOE	0,04	0,54	0,17	0,32	0,38	0,26	0,15	0,5	-0,04	-0,3
	а	KAR	0,04	0,37	0,26	0,12	0,24	0,26	0, 19	0,25	0,26	-0,31
		ENGUP	0,11	0,22	0,2	0,18	0,35	0,26	0,45	0,28	0,1	-0,19
		ENG	0,1	0,4	0,16	0,33	0,24	0,36	0,31	0,3	0,12	-0,13
		DJKU	0,01	0,36	0,17	0,22	0,12	0,2	0,06	0,35	0,04	-0,24
		CKSU	0,15	0,12	0,22	-0,16	0,16	0,1	0,18	0,05	0,25	-0,24
		ATB	0,05	0,17	0,3	0,18	0, 19	0,24	0, 14	0,01	0,4	-0,28
		ALA	0,23	0,23	0,33	0,12	0, 11	0,12	0,05	0	0,38	-0,32
		AKS	0,15	0,24	0, 19	0,2	0,19	0,21	0,16	0,2	0,35	-0,32
		Гмс	Атбаши	Чон- Кызыл-су	Нарын	Тянь- Шань	Прже- вальск	Рыбачье	Покровка	Тамга	ОШ	Ново- российка

5.10	
таблицы	
Продолжение	

	SK	-0,35	-0,28	-0,30	-0,33	-0,33	-0,21	-0,26	-0,21	0,3		A	0,4	0,4	0,41
	SJ	-0,15	-0,05	-0,18	-0,10	-0,05	-0,04	-0,16	-0,12	0,1		LΗ			
	ONS	-0,50	-0,33	-0,49	-0,53	-0,35	-0,46	-0.53	-0.50	0,3		CHI	0,45	0,48	0,49
	ONN	-0,46	-0,38	-0,44	-0,50	-0,46	-0,34	-0.51	-0,44	0,33		JRD),35	0,4),38
	NAR	-0,43	-0,37	-0,35	-0,30	-0,42	-0,30	-0,26	-0,39	0,4		V TL)		_
	NAN	-0,20	-0,03	-0,06	-0,14	-0,18	-0,07	-0,29	-0,16	0,1		KUNV	0,18	0,14	0,27
	KUN	-0,36	-0,26	-0,36	-0,36	-0,39	-0,24	-0,37	-0,28	0,18		JNE	0,3),27),33
	KOK	-0,37	-0,10	-0,29	-0,38	-0,16	-0,17	-0,45	-0,36	0,2		KI)	_
	KOE	-0,46	-0,05	-0,16	-0,30	-0,13	-0,40	-0,46	-0,47	0,31		DJKD	0,37	0,36	0,37
9	KAR	-0,50	-0,20	-0,38	-0,38	-0,34	-0,34	-0,46	-0,46	0,33	θ	IC	0,18	0, 19	0,26
	NGUP	-0,38	-0,16	-0,20	-0,30	-0,24	-0,30	-0,46	-0,34	0,23		W D.	6	9	~
	G EI	32 -	17 -	20 -	24 -	37 -	27 -	41 -	31 -	16		CKS	0,3	0,3	0,3
	J EN	-0,	-0,	,,	-0,	-0,	- 0,	-0,	-0,	0,]		Ē	24	31	42
	DJKL	-0,41	-0,11	-0,27	-0,33	-0,15	-0,24	-0,43	-0,44	0,23		CKS	0,	0,	0,
	CKSU	-0,34	0,10	0,04	-0,13	-0,01	0,03	-0,23	-0,19	0,39		BOK	0,46	0,35	0,46
	ATB	-0,34	-0,25	-0,39	-0,38	-0,39	-0,30	-0,31	-0,34	0,26		D F	08	16	,1
	ALA	-0,40	-0,36	-0,37	-0,38	-0,50	-0,39	-0,30	-0,34	0,26		BAR	0,0	0,	0
	AKS	-0,42	-0,25	-0,48	-0,48	-0,33	-0,33	-0,47	-0,32	0,2				л-су	
	Гмс	Чон- Кызыл-су	Нарын	Тянь- Шань	Прже- вальск	Рыбачье	Покровка	Тамга	ОШ	Ново- российка		Гмс	Атбаши	Чон-Кызы	Нарын

129

0,21

0,2

0,34

0,17

0,18

0,28

0,13

0,27

0,4

0,56

0,12

Тянь-Шань

0,50	0,52	0,52	0,34	0,31	0,38	0,37	0,48	0,33	0,45	0,08	Новороссийка
-0,39	-0.55	-0,44	-0,30	-0,34	-0,22	-0,10	-0,32	-0,19	-0,30	-0,17	Ош
-0.54	-0.54	-0,42	-0,41	-0,46	-0.55	-0.31	-0,48	-0,34	-0,43	-0,10	Тамга
-0.56	-0.54	-0.58	-0,32	-0,49	-0,38	-0,27	-0,47	-0,40	-0,46	-0,20	Покровка
-0.65	-0.54	-0,48	-0,12	-0.45	-0,36	-0,06	-0,41	-0.45	-0.43	-0,31	Рыбачье
-0,38	-0.53	-0,47	-0,28	-0,36	-0,41	-0,27	-0.47	-0,44	-0,43	-0,23	Пржевальск
-0.47	-0.54	-0,44	-0,42	-0,46	-0.43	-0,27	-0,41	-0,42	-0.45	-0,27	Тянь-Шань
-0,34	-0.52	-0,42	-0,20	-0,31	-0,36	-0,03	-0,31	-0,38	-0,43	-0,19	Нарын
-0.57	-0.68	-0.57	-0,36	-0.45	-0,44	-0,24	-0,42	-0,25	-0.45	-0,20	Чон-Кызыл-су
ATA	CHI	TURD	KUNW	KUNE	DJKD	DJC	CKSW	CKSE	BOK	BARD	Гмс
						2					
-0,46	-0.55	-0.47	-0.3	-0,43	-0,26	-0,26	-0,33	-0,24	-0,28	-0,04	Новороссийка
0, 19	0,43	0, 29	0,02	0,2	0, 13	0,05	0,27	0,28	0,25	0,04	Ош
0,4	0,17	0,28	0,29	0,28	0,57	0,31	0,43	0,33	0,52	0,13	Тамга
0,5	0, 19	0,28	0,34	0,38	0,51	0,46	0, 39	0,32	6,3	0,29	Покровка
0,4	0, 14	0, 29	0,09	0, 19	0,36	0,24	0,33	0,35	0,49	0,13	Рыбачье
0,39	0,32	0,33	0,33	0,24	0,46	0,47	0,43	0,38	0,42	0,16	Пржевальск
or of notant	100111 0011	ni 10000									

Окончание таблицы 5.10

SJ Чон-Кызыл-су, с хронологиями максимальной плотности годичных колец для хронологий КАR, SK, *Таблица 5.11.* Корреляция среднемесячных значений температуры, измеренных на метеостанции и Dmax. Статистически значимыми на уровне 99 % являются значения корреляции выше 0,35 (выделены жирным шрифтом)

Хроно- логии	OKT.	Ноябрь	Дек.	Янв.	Февр.	Март	Ипрел	Май	Июнь	Июль	ABr.	Сент.	Июн– Август	Май– Сент.
SJ Dmax	0,16	-0,13	-0,23	-0,30	0,03	-0,14	-0,03	0,23	0, 29	0,67	0,64	0, 12	0,85	0,74
KAR														
Dmax	-0,01	-0,18	-0,27	-0,08	0,21	-0,20	0,14	0,34	0, 27	0,43	0,69	0,10	0,74	0,71
SK														
Dmax	0,04	-0,15	-0,19	-0,06	0,10	-0,12	-0,14	0,15	0, 12	0,38	0,65	0,07	0,62	0,53
Dmax	0,07	-0,17	-0,26	-0,17	0, 13	-0,17	-0,01	0,27	0,26	0,55	0,74	0,11	0,83	0,74

Таблица 5.12. Корреляция древесно-кольцевых хронологий со среднемесячными значениями температуры апреля текущего года, измеренных на разных метеостанциях. Статистически значимыми на уровне 99 % являются значения корреляции выше 0,34

Ново-	российка	-0,21	-0,25	-0,32	-0,26	-0,28	-0,34
Our	C III	-0,07	-0,3	-0,28	-0,12	-0,22	-0,31
Тамга	τ αινιτα	0	-0,33	-0,33	-0,22	-0,26	-0,28
Погловия	TTUNPUDVA	-0,02	-0,35	-0,37	-0,13	-0,45	-0,38
Выбанье	VAFBUIA I	0	-0,41	-0,37	-0,06	-0,2	-0,37
Прже-	вальск	0,08	-0,1	-0,15	-0,07	-0,23	-0,25
Тянь-	Шань	-0,26	-0.33	-0.45	-0,42	-0,25	-0,48
Нати	TIGUATI	-0,11	-0,29	-0.33	-0,11	-0,06	-0.32
чон-	Кызыл-су	-0.05	-0,34	-0,35	-0,17	-0,16	-0,36
Хроно-	логии	AKS	ALA	ATB	CKSU	DJKU	ENG

` `	Ново- российка	-0,23	-0,42	-0,14	-0.35	-0,42	-0,36	-0,27	-0,35	-0,25	-0,34	-0.3	-0,1	-0,17	-0,28	-0,24	-0,06	-0,27	-0,27	-0,08	-0,13	-0.05	-0,17
	ОШ	-0,27	-0,33	-0,07	-0,21	-0,35	-0,35	-0,26	-0,31	-0,26	-0,18	-0,27	-0,06	-0,36	-0,44	-0,27	0,07	-0,35	-0,36	-0,04	-0,13	-0,03	-0,27
	Tamra	-0,18	-0,36	-0,18	-0,3	-0,35	-0,32	-0,3	-0,36	-0,32	-0,3	-0,3	0,21	-0,07	-0,29	-0,07	0,15	-0,17	-0,14	0,14	-0,01	-0,03	-0,07
	Покровка	-0,21	-0.45	-0,25	-0.41	-0,36	-0,3	-0,35	-0,39	-0.37	-0,36	-0,41	0	-0,19	-0,36	-0,15	0,02	-0,21	-0,33	-0,06	-0.12	-0,12	-0,25
	Рыбачье	-0,19	-0,35	-0,04	-0,24	-0.41	-0.38	-0,37	-0.38	-0,28	-0,26	-0,37	0,13	-0,1	-0,39	-0,07	0,21	-0,17	-0.15	0,2	0,02	-0,06	-0,11
	Прже- вальск	-0,16	-0,25	-0,15	-0,22	-0,35	-0,3	-0,22	-0,14	-0,12	-0,18	-0,23	0,05	-0,13	-0,26	-0,23	-0,03	-0,1	-0,12	-0,04	0,05	0,06	-0,04
	Тянь- Шань	-0,34	-0.5	-0,12	-0,38	-0.53	-0,48	-0,39	-0,38	-0,25	-0,4	-0.51	-0,12	-0,19	-0,38	-0,29	-0,17	-0,36	-0,26	-0,11	-0,1	-0,15	-0,22
	Нарын	-0,18	-0,23	0,1	-0,23	-0.41	-0,38	-0,19	-0,27	-0,17	-0,22	-0,31	-0,13	-0.15	-0,23	-0,11	0,11	-0,07	-0,22	0,08	-0,11	0,02	0,01
	Чон- Кызыл-су	-0,2	-0,34	-0,08	-0,21	-0,41	-0,38	-0,34	-0,32	-0,24	-0,24	-0,35	0,11	-0,25	-0,46	-0,18	0,08	-0,28	-0,17	0,14	-0,01	-0,11	-0,19
	Хроно- логии	ENGUP	KAR	KOE	KOK	KUN	NAN	NAR	NNO	SNO	SJ	SK	BARD	BOK	CKSE	CKSW	DJC	DJKD	KUNE	KUNW	TURD	CHI	ATA

Окончание таблицы 5.12

Отметим, что сказанное, вероятно, справедливо для условий относительно теплого климатического фона. При резком похолодании ситуация меняется — влажность воздуха возрастает и больше не лимитирует прирост ели, но тогда в дефиците может оказаться теплообеспеченность. В случае резкого повышения температуры воздуха условия увлажнения, видимо, уже напрямую лимитируют прирост ели на верхней границе, и поэтому связь с влиянием влажности также может нарушаться. Ю.О. Юриной и др. (2007) отмечено, что в периоды похолоданий, например, в начале XX в., отрицательная связь прироста ели Шренка с температурой теплого периода ослабевала.

Отдельно хочется обратить внимание на выраженную отрицательную корреляцию хронологий с верхней границы леса с температурой апреля текущего года ($ma \delta n. 5.12$). Мы полагаем, что это может быть связано с тем, что в весенний переход температуры через ноль градусов на уровне верхней границы леса начинается именно в апреле. Негативное влияние высоких апрельских температур может быть связано с ранним сходом снежного покрова и, как следствие, со стрессом иссушения, что для ели может быть крайне неблагоприятным.

Примечательно, что хронология CKSU не выявила никакой реакции на климат, хотя расположенные поблизости площадки CKSE и CKSW имеют выраженный климатический отклик. Кроме площадки CKSU, хронология BARD также не показала значимого климатического отклика. Наличие таких специфических и климатически непредставительных площадок еще раз подтверждает то, насколько важно для полноценного исследования использование большого количества образцов, отобранных из разных мест.

5.6. Пространственные закономерности изменчивости прироста ели Шренка

Для анализа пространственных закономерностей связи ширины годичных колец ели и метеопараметров, измеренных в различных частях Киргизии и на разных высотных уровнях, была составлена серия карт корреляции ширины годичных колец ели Шренка со среднемесячной температурой воздуха апреля текущего года и с температурами и осадками июля—августа предыдущего года (см. *рис. 5.19* цв. вкл.).

Неожиданным для нас оказался тот факт, что хронологии показывают наличие климатического отклика примерно одинаковой силы со всеми исследованными метеостанциями, вне явной зависимости от их удаленности и высотного уровня. Это говорит о том, что большинство построенных нами хронологий, наряду с локальными, отображает региональные климатические условия.

Для выявления группирования хронологий применялся метод главных компонент, предназначенный для многомерного статистического анализа. При совместном анализе методом главных компонент площадок с разных высотных уровней установлено, что по первой компоненте, объясняющей 45 % изменчивости, хронологии с верхней и нижней границы леса имеют вклады одного знака, а по второй, объясняющей 16% общей изменчивости, они разделились на две группы (вклады разного знака), согласно высоте произрастания деревьев (см. рис. 5.20 цв. вкл.). Первая главная компонента положительно коррелирует с количеством летних осадков и индексом сухости PDSI (Dai et al., 2004), отрицательно — с летними температурами предыдущего года. Следовательно, общий сигнал в хронологиях с верхней и нижней границ леса можно объяснить одинаковой реакцией на эти метеопараметры. Вторая главная компонента отвечает за различия хронологий на разной высоте произрастания деревьев. Она не коррелирует со среднемесячными температурами и осадками и ее физический смысл, к сожалению, пока установить не удалось.

5.7. Реперные годы

Мы рассмотрели изменчивость общего числа экстремальных климатических событий во времени — реперных лет (с учетом изменения общего числа данных во времени). Год обозначался как реперный в случае, если отклонение прироста в этот год превышало 20 и если такое отклонение отмечалось более чем на 20% площадок (*табл. 5.13*).

Большинство положительных аномалий прироста на верхней границе леса приходится на XVI и XVIII вв., а отрицательных — на XVII и XIX вв. В среднем за период с 1450 по 2006 г. частота отрицательных реперных лет больше, чем положительных. Это естественно, потому что деревья, как правило, более синхронно испытывают угнетения под влиянием набора лимитирующих факторов.

Общим реперным годом для обеих границ леса является 1917 г. (см. *рис. 5.21* цв. вкл.) — год сильной засухи в Центральной Азии (Cook et al., 2010). Он характеризуется экстремальным отклонением прироста (более 2σ) для 18 из 30 хронологий. В этот год, согласно данным сеточного архива PDSI (Dai et al., 2004), на Тянь-Шане отмечалась очень сильная засуха в мае-сентябре.

134

Таблица 5.13. Годы аномалий прироста в хронологиях ширины колец ели (отклонение больше 2σ). Отмечены те годы, которые проявились не менее чем в 20% хронологий

Хронологии	Отрицательные	Положительные
Аронологии	аномалии	аномалии
Одновременно на	1497, 1591, 1610, 1662, 1663,	1567, 1582, 1583, 1682, 1683,
нижней и верхней	1667, 1669, 1670, 1685, 1692,	1684, 1703, 1747, 1794, 1795,
границе леса	1693, 1712, 1771, 1861, 1884,	1955, 1956, 1994
	1885, 1895, 1917, 1918, 1961	
Для верхней	1497, 1591, 1610, 1662, 1663,	1567, 1582, 1583, 1682, 1683,
границы леса	1667, 1669, 1670, 1685, 1692,	1684, 1703, 1747, 1794, 1795,
	1693, 1712, 1771, 1829, 1917,	1955, 1956, 1994
	1918	
Для нижней	1884, 1885, 1895, 1917, 1961	1903, 1908, 1910, 1935
границы леса		

5.8. Реконструкция объема стока р. Нарын

Мы исследовали корреляционные связи всех наших хронологий с объемом годового стока 15 тянь-шаньских рек (21 гидропост, *табл. 5.14*). Для хронологий ширины годичных колец в целом выявлена хорошая взаимосвязь с объемом стока (до r = 0,71, *табл. 5.15*). Наилучший результат получается при использовании рядов стока р.Нарын (гп Кекирим, гп Нарын, гп Учтерек), р. Джиргалан (гп Михайловка), р. Кекемерен (гп Джумгол), Турасу (гп с. Улахол).

Сравнение объема стока с хронологиями максимальной плотности годичных колец не дает высоких корреляций, что подтверждает изложенные выше выводы, о том, что плотность годичных колец в первую очередь реагирует на температуру, а ширина годичных колец — на количество осадков.

Мы выполнили реконструкцию значений объема годового стока для гидропоста Кекирим. Он расположен в среднем течении крупнейшей реки Киргизии Нарын и находится чуть выше Токтогульского водохранилища и Камбаратинской гидроэлектростанции. Именно для этого гидропоста отмечаются наибольшие значения коэффициента корреляции с древесно-кольцевыми сериями. Наилучшая корреляция достигается с годовыми значениями объема стока (см. *рис. 5.22*).

Инструментальные значения стока р. Нарын, гп Кекирим, были исправлены для двух лет: 1969 и 1982 гг. Эти годы существенно отличались

Река/гидропост	С. ш.	В. д.
Аксу/Минеральные ключи	42°20'	78°43'
Аксу/Теплоключенка	42°20'	78°25'
Актерек/Актерекская мтс	41º12'	72°30'
Атбаши/Джангизтал	41°01'	75°43'
Атбаши/у. р. Ача-Каманди	41º15'	76°24'
Барскаун/устье р. Сасык	42°08'	77°34'
Джетиогуз/пос. Лесозавода	42°30'	78°21'
Джиргалан/Михайловка	42°42'	78°27'
Джиргалан/с. Советское	42°44'	78°49'
Джууку/устье р. Джукучак	42°13'	77° 59'
Каракол/устье Кашка-су	42°21'	78°26'
Кекемерен/Джумгол	41° 50'	74°22'
Нарын/Кекирим	41°27'	73° 59'
Нарын/Нарын	41°26'	76º 00'
Нарын/Учтерек	41°06'	73°35'
Турасу/с. Улахол	42°20'	76°25'
Тургенаксу/пос. Лесозавода	42° 36'	78° 53'
Туюп/Сарытологой	42°45'	78°47'
Туюп/Туюп	42°45'	78°30'
Чон-Аксу/Григорьевка	42°33'	77°27'
Чон-Кызыл-су/Лесной кордон	42º21'	78°05

Таблица 5.14. Список используемых в работе гидропостов

от измерений на гидропосте Нарын и вообще от общего фона значений стока для Тянь-Шаня. Корректировка стока производилась по данным гп Нарын по стандартной формуле:

$$y = meanK + corrKN / stDevN \cdot (N - meanN),$$
(3)

где meanK, meanN — среднемноголетнее значение стока гп Кекирим, гп Нарын, corrKN — значение корреляции многолетних рядов годового стока для гп Кекирим и гп Нарын, stDevN — стандартное отклонение для гп Нарын, N — значение годового стока, измеренное на гп Нарын за искомый год.

Для реконструкци стока мы использовали метод множественной регрессии. В уравнение в качестве независимых переменных вошли две площадки SK и DJKU, первая из которых находится в среднем течении Нарына, а вторая — у его истоков.

Таблица 5.15. Коэффициенты корреляции, посчитанные для объема годового стока и хронологий ширины годичных колец ели за период 1948-1988 гг. Включены только гидропосты с коэффициентами корреляции, равными и выше 0,55. Статистически значимыми

на уровне 99% являются значения коэффициентов выше 0,35

Хронологии	Джиргалан/ Михайловка	Кекемерен/ Джумгол	Нарын/ Кекирим	Нарын/ Нарын	Нарын/ Учтерек	Турасу/ с. Улахол
1	2	3	4	5	6	7
AKS	0,31	0,45	0,53	0,41	0,34	0,29
ALA	0,37	0,19	0,24	0,05	0,46	0,08
ATB	0,54	0,58	0,65	0,5	0,52	0,33
CKSU	0,33	0,54	0,44	0,55	0,48	0,48
DJKU	0,45	0,38	0,48	0,55	0,45	0,14
ENG	0,26	0,2	0,3	0,13	0,25	0,14
KAR	0,57	0,57	0,64	0,6	0,22	0,43
KOE	0,22	0,18	0,27	0,35	0,55	0,08
КОК	0,49	0,47	0,55	0,6	0,22	0,24
KUN	0,52	0,48	0,62	0,46	0,45	0,4
NAN	0,41	0,29	0,41	0,34	0,47	0,24
NAN	0,37	0,28	0,39	0,34	0,28	0,29
NAR	0,45	0,65	0,71	0,51	0,58	0,47
ONN	0,54	0,47	0,63	0,43	0,51	0,27
ONS	0,5	0,47	0,62	0,47	0,50	0,26
SJ	0,51	0,48	0,52	0,57	0,44	0,31
SK	0,57	0,68	0,71	0,56	0,62	0,5
TSH UP	0,58	0,56	0,67	0,54	0,56	0,35
BOK	0,27	0,14	0,33	0,31	-0,02	0,53
BARD	-0,04	0,07	0,08	0,13	0,18	0,2
CKSE	0,42	0,25	0,22	0,23	0,25	0,6
CKSW	0,17	0	0,06	0,03	0,07	0,5
DJC	-0,01	0,04	-0,02	0,1	0,09	0,3
DJKD	0,21	0,04	0,23	0,18	0,19	0,49
KUNE	0,49	0,43	0,46	0,46	0,51	0,56
KUNW	0,07	0,23	0,29	0,36	0,31	0,36
TURD	0,5	0,38	0,49	0,39	0,36	0,33
TSH DOWN	0,32	0,23	0,32	0,32	0,29	0,59

137

1	2	3	4	5	6	7
ATA	0,28	0,13	0,27	0,22	0,27	0,41
CHI	0,06	0,23	0,29	0,17	0,18	0
SJ Dmax	-0,02	0,07	-0,04	0,27	-0,11	-0,22
KAR Dmax	-0,12	0,15	0,01	0,14	-0,01	-0,16
SK Dmax	0,12	0,32	0,21	0,36	0,14	0,08
Dmax	-0,01	0,19	0,06	0,28	0,00	-0,12

Окончание таблицы 5.15

Уравнение реконструкции:

$$rec - N = 926,64 + 843,21 \cdot DJKU + 758,57 \cdot SK,$$
 (4)

где *DJKU* и *SK* — соответствующие древесно-кольцевые хронологии ширины колец ели.

На основе этой модели был реконструирован объем годового стока р. Нарын с 1753 по 1995 г. — rec—N. Модель выбирает 60% изменчивости стока (r = 0,76, p > 0,01, см. *рис. 5.23* цв. вкл.). В качестве калибровочного интервала времени принят период с 1961 по 1992 г. Верификация модели выполнена для периода 1939—1960 гг. Эта проверка показала, что связь остается значимой и для каждого из этих интервалов: коэффициенты корреляции составляют, соответственно, 0,78 и 0,67. Это означает, что модель прошла проверку на верификацию и реконструированный сигнал является достаточно устойчивым.

Согласно полученной реконструкции, повышение объема годового стока р. Нарын наблюдалось на рубеже XVIII–XIX вв., в конце XIX в., в 1940-е гг., 1952–1959 гг., 1964–1973 гг., в конце XX в. Понижение объема годового стока — во второй половине XVIII в., с 1830-х по 1870-е гг., в 1910-е годы, в 1970–1980-х гг. Самые низкие значения стока приходятся на 1917–1918 гг. В эти годы на территории всего Центрального Тянь-Шаня отмечалась сильная засуха, что подтверждается нашей реконструкцией летних температур (см. *рис. 5.23*). Подобные явления случались приблизительно раз в столетие, в частности в 1771 и в 1844 гг. Максимальный объем годового стока за весь период реконструкции, судя по нашей реконстукции стока, отмечался в 1794 и 1994 гг. (*рис. 5.23*).

Отметим, что в построенной нами реконструкции стока отрицательные экстремумы выражены сильнее, чем положительные. Это связано с тем, что при высоких значениях объема стока, т. е. при общем повышении увлажненности территории, влияние этого фактора как лимитирующего прирост елей уменьшается, и увлажненность не оказывает столь сильного влияния на значения прироста. Кроме того, важно учитывать, что катастрофические ливни и подобные экстремальные явления вносят значительный вклад в общий объем речного стока, но не оказывают положительного влияния на прирост деревьев, поскольку бо́льшая часть этой воды уходит в поверхностный сток.

Для определения общих спектральных свойств полученной реконструкции объема годового стока и анализа изменения ее спектральных характеристик во времени было применено непрерывное вейвлет-преобразование с базисным вейвлетом Морле (Torrence et al., 1998). В этом ряду выделяется только слабо выраженная квази-11-летняя цикличность, прерывающаяся с 1820 по 1870-е гг. (см. *рис. 5.24.* цв. вкл.).

5.9. Реконструкция летней температуры воздуха

Хронологии максимальной плотности годичных колец успешно использовались для реконструкций летней температуры воздуха в различных регионах земного шара (Briffa et al., 1998; 2002; Esper et al., 2002; 2003). Более того, на базе площадок КАR, SK и SJ уже было выполнено две температурные реконструкции: О.Н. Соломиной и др. (2006) (температура воздуха мая–августа, по хронологии Dmax, калибровка по метеостанции Чон-Кызыл-су, период 1626–1995 гг., $r^2 = 0,62$) и Р.Вильсоном и др. (Wilson et al., 2007, температура июня– июля, на базе хронологий ширины годичных колец по площадкам SJ и КАR и максимальной плотности годичных колец по площадке SJ, период 1698–1995 гг., $r^2 = 0,36$, калибровка по сеточному температурному архиву).

Мы обнаружили, что более тесная связь хронологии Dmax с температурой воздуха проявляется для периода июнь—август ($r^2 = 0,70$). Регрессионный анализ показал, что еще лучшие результаты можно получить, используя не сводную хронологию Dmax, а взяв только две из трех площадок, а именно KAR и SJ. В таком случае полученная реконструкция выбирает 76% изменчивости (r = 0,87, p > 0,01). Такая реконструкция выполнена на основе модели линейной регрессии для периода с 1650 по 1995 г. и показана на *рис. 5.25*.

Реконструкция производилась по формуле:

$$T = 6,435 \cdot SJ Dmax + 2,56 \cdot KAR Dmax + 0,624,$$
(5)

где *SJ Dmax* и *KAR Dmax* — соответствующие древесно-кольцевые хронологии максимальной плотности годичных колец ели.

Разделение инструментального ряда на периоды калибровки (1962–1991 гг.) и верификации (1948–1961 гг.) показывает, что связь температуры воздуха июня—августа с максимальной плотностью годичных колец остается значимой для каждого из этих интервалов: коэффициенты корреляции для них составляют, соответственно, 0,88 и 0,85. Графическое сравнение значений реконструированной и измеренной температуры летнего периода показывает, что практически все пики этих кривых совпадают во времени и по амплитуде (*рис. 5.25, а*). Лишь в отдельных случаях (в 1966, 1977 и 1988 гг.) обнаружены небольшие расхождения (до 0,5 °C) между реконструированной и измеренной температурой.

Согласно полученной реконструкции, самая низкая летняя температура воздуха (больше двух стандартных отклонений) прихо-



Рис. 5.25. Реконструкция средней температуры июня—августа по максимальной плотности годичных колец ели: а — температура июня—августа, измеренная на станции Чон-Кызыл-су (серая линия) и реконструированная по максимальной плотности годичных колец ели (черная линия); б — реконструированная температура июня-августа для 1650–1995 гг., и эти значения, сглаженные 11-летним скользящим средним

дилась на 1694, 1696, 1698, 1755, 1761, 1783, 1803, 1813, 1841, 1869, 1920 гг., самая высокая — на 1728, 1807, 1879, 1917, 1933, 1984 гг. Характерно, что самые холодные годы отмечались в XVII-XVIII в. и в начале XIX в., а самые теплые годы — во второй половине XIX и XX в. Это может служить определенным свидетельством тенденции к потеплению климата на Тянь-Шане и в Средней Азии в последние 100-150 лет. Как было отмечено ранее, по инструментальным данным, заметное потепление на Тянь-Шане отмечается только в последние 15 лет — с 1997 г., а хронологии максимальной плотности, по которым выполнена реконструкция, заканчиваются в 1995 г., поэтому они не могут его зафиксировать. Однако, как можно заметить по нашей кривой, на последнем семилетнем отрезке отмечается небольшое повышение значений реконструированной температуры. Затметим, что отрицательные аномалии, выявленные для 1690-х гг., отмечаются в обеих хронологиях (КАR Dmax и SK Dmax) и, следовательно, не являются артефактом. Возможно, понижение температуры 1694 и 1696 гг. связано с сильным эксплозивным извержением вулкана Гекла в 1693 г.

Построенная нами реконструкция температуры воздуха коррелирует с температурой тех же месяцев по данным сеточного температурного архива CRU TS 3.1 для обширной территории Средней Азии (см. *рис. 5.26* цв вкл.), что говорит о региональной значимости полученных данных.

Вейвлет-анализ построенной нами температурной реконструкции показывает квази-22-летнюю периодичность (см. *рис. 5.27* цв. вкл.), вероятно связанную с солнечной активностью. Интересно, что в сводной хронологии максимальной плотности эта периодичность также отмечается, но выражена слабее и отсутствует в XVIII в.

При сопоставлении трех реконструкций температуры лета, выполненных для Центрального Тянь-Шаня (*рис. 5.28*), видно, что реконструкция, сделанная О.Н. Соломиной и др. (2006) для мая—августа, по сводной хронологии Dmax на протяжении XVIII—XX вв. почти все время дает чуть более высокие значения температуры, но в целом очень схожа с нашей кривой. Реконструкция же Р. Вильсона и др. (Wilson et al., 2007) для июня—июля сделана на базе хронологий ширины годичных колец по площадкам SJ и KAR и максимальной плотности годичных колец по площадке SJ и довольно сильно отличается от нашей, хотя большинство пиков все же совпадает. Эта реконструкция показывает весьма невысокую связь с метеоданными ($r^2 = 0,36$). Для нас осталось неясным, на каких основаниях



Рис. 5.28. Сравнение реконструкций летней температуры воздуха на Тянь-Шане. *Серая линия* — по Соломиной и др., 2006, *темно-серая линия* — по Wilson et al., 2007, *черная линия* — по Максимовой, 2012



Рис. 5.29. Сопоставление реконструкций летней температуры воздуха (*серая линия*) и объема годового стока (*черная линия*). Кривые сглажены 11-летним скользящим средним

Р. Вильсон принял решение использовать данные о ширине годичных колец для реконструкции температуры воздуха, тогда как известно, что ширина годичных колец в первую очередь реагирует на условия увлажненности. Все три реконструкции выполнены для разных комбинаций летних месяцев, что также является одной из причин их различий.

Как было упомянуто ранее, в исследуемом районе отмечается отрицательная корреляция между летней температурой воздуха и годовым количеством осадков. Такая зависимость объясняется тем, что сухое лето с господством антициклонального типа погоды зачастую является также и более теплым. Речной сток имеет положительную связь с количеством осадков и отрицательную с летней температурой, поэтому в наших реконструкциях при их сглаживании (*рис. 5.29*) также наблюдается тенденция к противофазности (r = -0,38). Эта зависимость несколько нарушается только в 1790– 1840-е и в 1870-е гг. Такая согласованность двух независимых реконструкций является дополнительным свидетельством в пользу их надежности.

5.10. Реконструкция гидротермического коэффициента

Поскольку для прироста ели существен баланс температур и осадков летом (увлажненность и испарение), мы исследовали связь наших реконструкций нескольких модификаций гидротермического коэффициента (Битвинскас, 1974), которые объединяют температуры и осадки в разных комбинациях. Как следует из функции отклика (см. *рис. 5.18*), для прироста ели на нижней границе леса важны условия как текущего, так и предыдущего сезонов вегетации. Поэтому неудивительно, что наиболее значимые корреляции приростов хронологии TSH DOWN обнаружены с гидротермическим коэффициентом, который учитывает температуры и осадки за текущий и предшествующий теплый период (включая сентябрь) и рассчитывается по формуле:

$$Q = P_1 + P_0 / (T_1 + T_0) / 2, \tag{6}$$

где P_0 , T_0 и P_1 , T_1 — значения количества осадков и температуры воздуха июня—сентября текущего и предшествующего годов соответственно.

Заметим, что реконструкцию можно считать надежной только с середины XVIII в., когда в составе сводной хронологии оказываются 6–8 и более образцов. Полученная реконструкция выбирает 41% общей изменчивости гидротермического коэффициента (при пятилетнем скользящем осреднении — 59%, *рис. 5.30*). Однако фактически связь между параметрами наблюдается только в начале периода наблюдений, в 1887–1959 гг. ($r^2 = 0,50$), и исчезает примерно с конца 1950-х — начала 1960-х гг.

Поскольку ряд наблюдений температур и осадков на гмс Пржевальск с 1960 до 1988 г. слишком короток, чтобы проверить устойчивость обнаруженной связи, мы продлили ряд при помощи данных двух метеостанций, расположенных поблизости, которые включают наблюдения в 1980-е и 1990-е гг. (Покровка и Чолпон-Ата, рис. 5.31, а, б). При этом из ряда Покровка пришлось исключить годы с аномально высокими осадками июля-сентября в 1986 и 1988-1990 гг.: они превосходят два стандартных отклонения, и эта аномалия не прослеживаются на других станциях региона. Рассчитанный по этим данным гидротермический коэффициент имеет значимую корреляцию с гидротермическим коэффициентом гмс Пржевальск (r = 0,69). Он также коррелирует с рядом, реконструированным по дендрохронологии за период 1951-2000 гг., но корреляция невысока (r=0,34). Таким образом, проверка показала, что обнаруженная нами связь гидротермического коэффициента с шириной колец с 1886 по 1950-е гг. во второй половине столетия не исчезла, но ослабла.


Рис. 5.30. Реконструкция гидротермического коэффициента:
a — линейная регрессия и коэффициент корреляции гидротермического коэффициента и индексов ширины годичных колец сводной хронологии
TSH DOWN; *δ* — гидротермический коэффициент, рассчитанный по метеоданным и восстановленный по модели линейной регрессии по данным гмс Пржевальск за период инструментальных наблюдений (1886–1988 гг.);
в — он же за весь реконструированный период; *г* — число образцов в сводной хронологии, положенной в основу реконструкции.
I — инструментальный ряд; *2* — реконструкция

Реконструкция гидротермического коэффициента с 1680 по 2000 г. показывает, что дефицит влаги летом в Прииссыккулье (больше двух стандартных отклонений, *рис. 5.30*) отмечался в 1742–1743, 1774–1775, 1828–1829, 1856–1857, 1873–1874, 1879–1880, 1884–1885 гг., а также в период инструментальных наблюдений, в частности в 1894–1995, 1916–1917 гг. По дендрохронологической рекон-



Рис. 5.31. Реконструкция средней температуры (*a*) и суммы осадков июня-сентября гмс Пржевальск (*б*) по данным метеостанций Покровка (Кызыл-су) и Чолпон-Ата

струкции, наиболее продолжительная засуха приходится на период с 1913–1914 по 1916–1917 гг., что согласуется с нашей реконструкцией речного стока р. Нарын (см. Главу 5.8) Длительными периодами с дефицитом увлажненности были 1768–1769 по 1774–1775 гг. и 1741–1742 по 1748–1749 гг. В целом XIX в. (с 1804–1805 по 1894–1895 гг.) был несколько более засушливым, чем XX.

5.11. Построенные хронологии и реконструкции в контексте других косвенных данных о региональном климате

В этом разделе мы рассматриваем наши древесно-кольцевые хронологии и построенные нами реконструкции летней температуры воздуха и речного стока в сравнении с другими подобными косвенными данными о климате Тянь-Шаня и соседних горных территорий, с балансом массы ледников, с изменениями уровня оз. Иссык-Куль, а также с реконструкциями температуры Северного полушария. Отдельные реконструкции опубликованы (Борщева, 1983), другие содержатся в международных архивах (Esper et al., 2003; Wilson et al., 2007 — http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/treering.html), что дает возможность получить количественные характеристики сходства и различия разных кривых. Однако, к сожалению, большинство азиатских реконструкций недоступны для нас в цифровой форме. В этих случаях мы вынуждены довольствоваться визуальным сравнением кривых.

Сопоставление нашей сводной хронологии максимальной плотности с аналогичными хронологиями, построенными Ю.Юанем и др. (Yuan et al., 2008) для верхней границы леса на Восточном Тянь-Шане, демонстрирует их исключительное сходство (r=0,81, *puc.* 4.33). Это подтверждает региональную значимость наших хронологий и температурной реконструкции. Можно отметить, что в хронологии Юаня, как и в нашей, сильнее выражены отрицательные аномалии, чем положительные. В большинстве своем годы с наименьшей и наибольшей максимальной плотностью на Восточном и на Центральном Тянь-Шане совпадают (*puc.* 5.32).

Сравнение наших хронологий ширины колец с хронологиями ели Шренка, построенными Н.М. Борщевой (1983) для Заилийского Алатау, также показывает сходство этих массивов данных. Площадки, заложенные Н.М. Борщевой (1983), располагаются на высотах 1400, 1600, 2200 и 2800 м н.у.м. Хорошую корреляцию дают наша хронология TSH UP с площадкой, расположенной на высоте 2800 м (r = 0,59), TSH DOWN — с площадкой на высоте 2200 м н.у.м. (r = 0,51) Несколько более слабая, но статистически значимая связь есть с хронологией, построенной для площадки на высоте 1600 м (r = 0,44). Хро-



Рис. 5.32. Хронология максимальной плотности годичных колец ели Шренка, полученная Ю. Юанем и др. (Yuan et al., 2008) для Восточного Тянь-Шаня (*черная линия*), и хронология Dmax для Центрального Тянь-Шаня (*серая линия*)

нология максимальной плотности Dmax, как и следовало ожидать, связи с хронологией ширины колец на Заилийском Алатау не имеет (*табл. 5.16*).

Таблица 5.16. Корреляции хронологий ширины колец ели Н.М. Борщевой (1983) и наших сводных хронологий. Статистически значимыми на уровне 99% являются значения корреляции выше 0,25. Общий период — 1898—1978 гг.

Хронологии Н.М. Борщевой	TSH UP	Dmax	TSH DOWN
1400 м	0,25	0,02	0,32
1600 м	0,29	-0,01	0,44
2200 м	0,32	0,04	0,51
2800 м	0,59	0,26	0,18

Ширина годичных колец и параметры баланса массы ледников частично контролируются одними и теми же климатическими факторами, поэтому мы проверили взаимную корреляцию этих характеристик по измерениям на ледниках Карабаткак и Сарытор, расположенным на Центральном Тянь-Шане. Подтверждается установленная ранее (Соломина и др., 2006) положительная связь аккумуляции ледников Карабаткак и Сарытор с большинством хронологий ширины годичных колец ели, что, скорее всего, косвенно свидетельствует о положительном влиянии на прирост ели количества осадков холодного периода. Отрицательная корреляция с абляцией и балансом массы хронологий максимальной плотности годичных колец ели объясняется известной связью летних температур с этими параметрами (табл. 5.17). Полученные данные согласуются с ранее сделанными выводами о том, что для ширины годичных колец более значимы условия увлажнения, а для плотности — температурные условия. Надо отметить, что связи с балансовыми характеристиками ледников иногда даже более тесные, чем при корреляции соответствующих метеорологических параметров. Это открывает широкие возможности для палеогляциологических реконструкций на основе ширины колец ели. Подобные взаимосвязи отмечались исследователями и в других горных районах, например, на Алтае (Овчинников, 2002) и на Кавказе (Долгова, 2011; см. также Главу 4).

Сравнение наших сводных хронологий с данными наблюдений за колебаниями оз. Иссык-Куль за период 1927—1987 гг. выявило, что наиболее тесная корреляция значений уровня озера обнаруживается

Таблица. 5.17. Корреляционная связь древесно-кольцевых хронологий с балансовыми характеристиками ледников Сарытор и Карабаткак. Статистически значимыми на уровне 99% являются значения корреляции выше 0,35. Общий период 1957–1990 гг. Вп — баланс массы, Ct — абляция, At — аккумуляция, ELA — высота границы питания

	оонологии Сарытор	Сарытор Вр	Kapa-	Kapa-	Kapa-	Kapa-
Хронологии			баткак	баткак	баткак	баткак
		DII	At	Ct	Bn	ELA
1	2	3	4	5	6	7
AKS	0,06	-0,03	0,22	0,03	0,07	0
ALA	0,04	-0,03	0,33	-0,23	0,3	-0,25
ATB	0,24	-0,21	0,14	0,02	0,04	0,02
CKSU	0,22	-0,2	0,06	0,23	-0,14	0,47
DJKU	0,22	-0,18	0,59	-0,28	0,43	-0,49
ENG	0,02	-0,03	0,18	-0,4	0,35	-0,27
ENGUP	-0,02	-0,01	0,07	-0,33	0,26	-0,07
KAR	0,17	-0,13	0,36	-0,17	0,26	-0,21
KOE	0,06	-0,07	0,36	-0,48	0,48	-0,5
КОК	0,25	-0,2	0,44	-0,15	0,28	-0,32
KUN	0,06	-0,04	0,48	-0,32	0,41	-0,26
NAN	0,06	-0,06	0,34	-0,34	0,37	-0,25
NAR	0,28	-0,26	0,2	0	0,08	0,04
ONN	0,06	-0,04	0,54	-0,36	0,47	-0,43
ONS	0,12	-0,12	0,48	-0,33	0,42	-0,46
SJ	0,39	-0,33	0,13	0,1	-0,02	-0,06
SK	0,15	-0,13	0,29	-0,08	0,18	0,01
NUR	-0,14	0,11	-0,01	-0,01	0,01	0,07
TSH UP	0,17	-0,15	0,41	-0,26	0,35	-0,26
SJ Dmax	0,58	-0,51	-0,46	0,64	-0,63	0,25
KAR Dmax	0,51	-0,48	-0,44	0,46	-0,5	0,2
SK Dmax	0,43	-0,37	-0,32	0,56	-0,52	0,35
Dmax	0,56	-0,5	-0,45	0,61	-0,61	0,28
BARD	-0,1	0,11	-0,08	-0,14	0,07	0,04
BOK	-0,22	0,25	0,3	-0,44	0,43	-0,24
CKSE	-0,31	0,33	0,15	-0,4	0,34	-0,15
CKSW	-0,34	0,35	0,09	-0,41	0,33	-0,07
DJC	0,01	-0,02	-0,12	0,06	-0,09	0,36
DJKD	-0,16	0,14	0,27	-0,41	0,39	-0,12

1	2	3	4	5	6	7
KUNE	-0,38	0,37	0,39	-0,35	0,4	-0,17
KUNW	-0,1	0,07	0,21	-0,09	0,15	0
TURD	0	0,03	0,1	-0,32	0,26	-0,19
TSH DOWN	-0,24	0,25	0,21	-0,38	0,35	-0,09
CHI	-0,09	0,09	0,34	-0,18	0,27	-0,17
ATA	-0,22	0,19	0,21	-0,27	0,27	-0,04

Окончание таблицы 5.17

с хронологиями верхней границы леса TSH UP и максимальной плотности Dmax, сглаженными 11-летним скользящим средним (r = 0,64, p > 0,05; см. *табл. 5.18*). Это интересно тем, что, как отмечалось ранее, сами эти хронологии между собой не коррелируют. Возможно, эти хронологии отражают разные параметры, от которых зависит уровень озера: Dmax — летнюю температуру в высокогорье и, соответственно, характеризует интенсивность таяния ледников, TSH UP — баланс температуры и увлажненности. Колебания уровня озера Иссык-Куль при 11-летнем сглаживании показывают связь с реконструированным стоком р. Нарын ($r = 0,67 \ p > 0,05$). Связь колебаний уровня оз. Иссык-Куль с летней температурой, измеренной и реконструированной по гмс Чон-Кызыл-су, не выражена (при сопоставлении колебаний Иссык-Куля с данными метеостанции Рыбачье, находящейся на уровне озера, коэффициент корреляции составил — 0,48).

Таблица 5.18. Корреляции колебаний уровня оз.Иссык-Куль и сводных хронологий за 1927—1987 гг. Статистически значимыми на уровне 95% являются значения корреляции выше 0,28 для несглаженных и 0,6 для значений сглаженных 11-летним скользящим средним

Хронологии	Иссык-Куль
TSH UP	0,38
TSH UP 11	0,64
Dmax	0,20
Dmax 11	0,64
TSH DOWN	0,15
TSH DOWN 11	0,32
Rec-N	0,35
Rec-N 11	0,67
Rec-T	0,18
Rec-T 11	0,60

Вместе с нашей реконструкцией, для разных частей Тянь-Шаня нам известно семь реконструкций температуры лета. Пять из них, опубликованные в работах (Соломина и др., 2006; Wilson et al., 2007; Chen et al., 2008; Chen et al., 2009), и наша реконструкция показывают схожие внутривековые колебания хода летних температур, в частности понижение температуры лета в конце XVII в., в 1780-е, 1820-е гг., в середине XIX в., на рубеже XIX и XX вв. и в 1960–1970-е гг. (см. *рис. 5.3*). Повышение температуры лета отмечается в начале XVIII в., в 1830-е гг., во второй половине XIX в., в 1920–1930-е гг. и в конце XX в. Реконструкции Соломиной и Вильсона не приведены на *рис. 5.34* для облегчения восприятия (так как они основаны на том же дендрохронологическом материале, что и в этой работе, и были рассмотрены в предыдущей главе).

Существенно отличаются от нашей температурной кривой реконстуркции Я. Эспера (Esper et al., 2003) и Ф. Чена (Chen et al., 2010; см. рис. 5.3). Реконструкция температуры за апрель-сентябрь (r = 0,46 гмс Фергана, Восточный Узбекистан) Эспера построена на основе ширины колец можжевельника, отобранного на югозападном Тянь-Шане. По-видимому, различия результатов связаны с использованием другого вида деревьев, разных способов индексирования (RCS в случае реконструкции Эспера), а также с удаленностью районов исследования друг от друга. Косвенно в пользу последней гипотезы свидетельствует отсутствие корреляции нашей самой южной площадки с остальным массивом тянь-шаньских хронологий. Во втором случае, помимо фактора удаленности, причины расхождения могут быть связаны с тем, что в основу реконструкции Ф.Чена (Chen et al., 2010) положена одна локальная хронология (включающая 21 дерево), в которой могли сильно отразиться особенности климата долины р. Урумчи, в то время как наша реконструкция основана на двух площадках, разделенных между собой расстоянием в сотни километров и, как было показано выше, эта реконструкция имеет высокую региональную репрезентативность (см. рис. 5.3).

Примечательно, что реконструкция летней (июнь—июль) температуры для северо-западной части Монголии (D'Arrigo et al., 2000), построенная по двух хронологиям ширины колец — лиственницы и сосны, — весьма схожа с нашей по внутривековой изменчивости (см. *рис. 5.33* цв. вкл.). Некоторое смещение наблюдается только в конце XVIII в., в 1900-х и 1940-х гг. Кроме того, в отличие от кривой Дарриго, которая повышается с 1940-х гг., тянь-шанская кривая не имеет положительного тренда.

Мы сопоставили нашу реконструкцию с рядом лет с климатически эффективными вулканическими извержениями, восстановленными по концентрации сульфатов в слоях ледовых колонок Гренландии — GISP2 (Crowley, 2000, http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/pubs/ ipcc2007/fig614.html). В реконструкции летней температуры воздуха понижения, согласующиеся с крупными извержениями вулканов, отмечаются в 1694 и 1696 гг. (1693 г. — извержение вулкана Гекла) и в 1783 г. — год извержения вулкана Лаки. 1884—1885 гг. отмечены как отрицательные реперные годы в хронологии нижней границы леса. Также умеренный минимум в это время проявляется в хронологии верхней границы леса и в реконструкции температуры. Эти понижения прироста возможно сопоставляются с извержением вулкана Кракатау в 1883 г. В хронологии верхней границы леса сильное уменьшение прироста, которое может быть связано с влиянием вулканической активности, отмечено в 1667 и 1669 гг. (1667 г. - год извержения вулкана Тарунай).

Построенную нами реконструкцию годового стока р. Нарын мы сопоставили с реконструкцией годового стока р. Манаси (Yuan et al., 2007), протекающей по Восточному Тянь-Шаню, по территории Китая, на расстоянии около 1000 км на восток от р. Нарын. Эта реконструкция основана на данных по ширине годичных колец ели Шренка для периода 1629–2000 гг. ($r^2 = 0,51$). Реконструированные нами периоды понижения объема годового стока р. Нарын (1770-е, 1840–1870-е, 1910–1920-е и 1970-е гг.) хорошо согласуются с реконструированными



Рис. 5.34. Нормированные реконструкции годового стока р. Манаси (*черная линия*) и р. Нарын (*серая линия*). *Жирные кривые* — 11-летние скользящие средние





колебаниями стока р. Манаси (*puc. 5.34*), хотя между кривыми заметны и существенные различия, вероятно связанные с региональными особенностями климата двух удаленных друг от друга районов. Отметим, что так же, как и в Киргизии, одним из наиболее низководных в Китайском Тянь-Шане был 1917 г.

Мы обратили внимание на сходство кривой, описывающей исторические данные о частоте пыльных бурь в Китае (Giralt et al., 2003), и реконструкции стока р. Нарын, сглаженной 30-летним скользящим средним (*puc. 5.35*). Пыльные бури на северо-западе Китая возникают в случае распространения Азиатского антициклона в пустыню Такла-Макан, откуда они идут на восток, в сторону Тянь-Шаня. Высокая частота пыльных бурь соответствует холодным и/или сухим периодам в этом районе (Deer, 1984). Они отмечались в 1750–1770-е, 1800-е, 1860-е и 1910-е гг. Эти периоды прекрасно согласуются с периодами понижения стока в начале XX в., в середине XIX в. и во второй половине XVIII в. Эта согласованность особенно интересна, поскольку сравниваемые данные имеют существенно разную природу и абсолютно независимы друг от друга.

Сопоставление наших данных с пространственной реконструкцией индекса сухости PDSI для Азиатского региона (Cook et al., 2010) показало, что из описанных в этой статье пяти крупных засух последнего тысячелетия (1638–1641, 1756–1768, 1792–1796, 1876–1878, 1918–1919 гг.) в наших хронологиях ширины годичных колец ели первая из перечисленных засух проявляется в 1639 г. (для TSH UP), второй период смещен на 1768–1779 гг. (для TSH UP), третья и четвертая засухи совсем не отразились на Тянь-Шане и только последняя засуха (1918–1919 гг.) на Тянь-Шане выражена так же ярко, как и во всем Азиатском регионе. Здесь она проявилась на год раньше, в 1917–1918 гг. По мнению Э.Кука и др. (Cook et al., 2010), эта засуха связана с сильным проявлением Эль-Ниньо и ослаблением действия азиатского муссона, что могло повлиять на циркуляционные особенности в Средней Азии в целом, даже за пределами муссонной области. В реконструированном стоке р. Нарын отражаются засухи 1876—1878 гг. (снижение стока на 20% от среднего многолетнего) и 1917—1918 гг. (снижение на 70% от среднего многолетнего).

Сравнение реконструкции стока р. Нарын с сеточным архивом индекса сухости PDSI для территории Тянь-Шаня выявляет невысокую, но статистически значимую положительную связь (r = 0,3, p>0,05). Также графическое сравнение нашей реконструкции стока и двух реконструкций индекса сухости, выполненных для Тибета, выявляет их общую согласованность (Wang et al., 2008; Fang et al., 2010). Вангом с коллегами был реконструирован индекс сухости по тибетскому можжевельнику (*Sabina tibetica*) в северном Тибете за последние 500 лет (*рис. 5.36*). С нашей реконструкцией совпадают сухие и влажные периоды на протяжении XX в., а также уменьшение общей увлажненности в начале XIX в. Фанг и др. также выполнили реконструкцию индекса сухости (PDSI) для периода 1440–2007 гг. (*рис. 5.37*) для юго-востока плато Тибет по ширине колец пихты



Рис. 5.36. Сравнение реконструкции индекса сухости для Тибета (Wang et al., 2008) (*черная линия*) и реконструированного стока р. Нарын (*серая линия*). *Жирные кривые* — 11-летние скользящие средние



Рис. 5.37. Сравнение реконструкции индекса сухости для Тибета (Fang et al., 2010) (*черная линия*) и реконструированного объема годового стока р. Нарын (*серая линия*). Кривые сглажены 11-летним скользящим средним

(Abies forrestii). Основные минимумы увлажненности, выделенные в этой реконструкции, согласуются с данными нашей реконструкции речного стока (1770-е, 1860-е, 1910-е и 1980-е гг.). К сожалению, нам не удалось получить численные значения приведенных реконструкций, поэтому мы были вынуждены сравнивать их только графически. Соотносимость полученной нами реконструкции стока с засухами, отмеченными на Тибете, выявляет общие климатические события для всего центрально-азиатского региона.

Таким образом, ширина и плотность годичных колец ели Шренка на Тянь-Шане содержат важную информацию об изменениях летних температур и увлажненности за последние столетия. Сравнение наших хронологий и реконструкций с данными реанализа и сеточных архивов, а также с другими косвенными палеоклиматическими индикаторами и сходство установленных закономерностей указывают на адекватность дендроклиматических реконструкций и перспективность подобных исследований для территории Средней Азии.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В этой работе мы рассмотрели возможности реконструкций межгодовой изменчивости температуры воздуха, осадков, коэффициента увлажненности, речного стока и баланса массы ледников по дендрохронологическим данным в горах Крыма, Кавказа и Тянь-Шаня. Опыт показывает, что, используя разные параметры годичных колец в этих районах, можно восстановить изменчивость нескольких важных гидроклиматических характеристик во времени, по крайней мере для последних трех-четырех веков, а, привлекая индикаторы других типов (например, озерные отложения), можно расширить этот интервал до тысячелетий.

Климатический сигнал, отраженный в древесно-кольцевых хронологиях Крыма, Кавказа и Тянь-Шаня, и возможности реконструкций гидрометеорологических характеристик

Наши исследования проводились главным образом вблизи верхней границы леса, где в слабо измененных человеком условиях встречаются наиболее долгоживущие деревья, чувствительные к климатическим изменениям. Мы установили, что на Тянь-Шане ширина годичных колец ели Шренка вблизи верхней границы леса имеет положительную связь с летними осадками предыдущего года и отрицательную связь с летней температурой предыдущего года. На Северном Кавказе на верхней границе леса на формирование ширины годичного кольца пихты также отрицательно влияют высокие температуры августа и сентября предыдущего года. На радиальный прирост сосны на Кавказе, напротив, *положительно* влияют температуры мая, июня и ноября предыдущего года. Интересно, что условия текущего сезона оказывают меньшее влияние на ширину колец во всех этих случаях. Однако зачастую связи ширины колец с метеорологическими характеристиками очень слабы и недостаточны для палеоклиматических реконструкций. Лишь в крайне засушливых условиях Крымских гор корреляционные связи ширины колец сосны с осадками за апрель—июль (причем *текущего года*) оказались статистически значимыми и устойчивыми во времени, что позволило выполнить реконструкцию этого параметра с помощью дендрохронологического метода.

Наиболее чувствительные к условиям увлажнения деревья на Кавказе и Тянь-Шане растут вблизи нижней границы леса, однако из-за давней освоенности и высокой современной антропогенной нагрузки на этих территориях практически уничтожены коренные леса, и возраст деревьев редко превосходит 100 лет. Использование старых строений, как это было сделано нами для района Прииссыккулья (Соломина и др., 2007), позволяет продлить хронологии и, соответственно, реконструкции, но это связано с потенциальной опасностью включения в хронологии деревьев из других местообитаний, отражающих существенно иной климатический сигнал. Эта возможность не исключается и на Тянь-Шане, где, как это было показано в Главе 5, деревья с верхней и нижней границ леса датируются относительно друг друга: большинство пиков хронологий с верхней и нижней границ леса совпадают. Эти хронологии имеют между собой высокую корреляцию (r = 0,46). Интересно, что и для нижней границы леса более сильный климатический сигнал наблюдается для предшествующего года, хотя значимые корреляции ширины колец с осадками (положительная) и с летними температурами (отрицательная) отмечаются и для текущего года. Осреднение по двум годам в этом случае делает реконструкцию индекса сухости более надежной.

Наличие смешанного сигнала в ширине колец хвойных на Кавказе и Тянь-Шане, который, в конечном счете, сводится к условиям оптимальной увлажненности, наводит на мысль о возможности использования интегральных гляциогидрологических показателей для сравнения с дендрохронологическими характеристиками. Таковы объем речного стока и составляющие баланса массы ледников. Наши исследования показали, что ширина годичных колец сосны коррелирует с объемом стока р. Теберды в мае, июле и августе. Майская и июльская реконструкции стока имеют сильную и стабильную когеренцию с инструментальными данными на периодах колебаний более 25 лет. Ширина годичных колец ели Шренка на Тянь-Шане положительно коррелирует с объемом годового стока р. Нарын, что дало нам возможность выполнить реконструкцию этого параметра с 1753 по 1995 г.

На Тянь-Шане обнаружены корреляционные связи между величинами абляции и аккумуляции, с одной стороны, и приростами древесины ели Шренка — с другой. Эти связи иногда даже более тесные, чем при корреляции соответствующих метеорологических параметров, что открывает широкие возможности для палеогляциологических реконструкций на основе ширины колец. Так, аккумуляция ледника Карабаткак положительно коррелирует с большинством хронологий на нижней границе леса и в средней части лесного пояса, что отражает зависимость приростов ели от количества осадков. Хронологии с верхней границы леса, напротив, имеют тенденцию положительной корреляции с величиной абляции и с высотой границы питания, но отрицательно коррелируют с величиной баланса массы ледника Карабаткак. Наш опыт показывает, насколько важна проверка значимости и устойчивости корреляций на длинных рядах. Пренебрежение такой проверкой может привести к ложным выводам. Так, несмотря на высокие корреляции ширины колец с абляцией ледника Карабаткак, реконструкция этого параметра не проводилась, поскольку сопоставление приростов с температурой лета по длиннорядной станции Пржевальск косвенно свидетельствует о неустойчивости этой связи. В будущем мы планируем использовать максимальную плотность древесины для реконструкции абляции, ширину колец для восстановления аккумуляции и совокупность этих параметров — для определения изменчивости баланса массы ледников на Тянь-Шане.

На Кавказе мы обнаружили высокую корреляционную связь между максимальной плотностью колец сосны со значениями баланса массы ледника Гарабаши (r = -0.5). Это и понятно, так как баланс массы ледников во многом определяется летними температурами, которые также коррелируют с максимальной плотностью колец. Путем перебора предикторов (всех хронологий) баланс массы ледника Гарабаши за период 1800-2002 гг. был реконструирован на основе модели множественной регрессии с включением трех хронологий ширины и плотности колец сосны. Эта реконструкция согласуется с косвенными данными о колебаниях ледников на Кавказе за последние 200 лет, в частности она показывает пик аккумуляции с 1830-х по 1880-е гг., когда ледники Кавказа были существенно больше современных (Соломина, 1999; Бушуева, Соломина, 2012; Соломина и др., 2012), и ее резкое последующее снижение. Однако при попытке рассчитать кумулятивный баланс массы оказалось, что кумулятивная кривая не отражает отступания ледников в XX в. и повышается, вместо того чтобы идти круто вниз. Скорее всего, это связано с тем, что калибровка реконструкции производится для условий стационарного оледенения, в то время как ледники в последнее столетие

стремительно сокращаются. Площадь оледенения Эльбруса в целом с 1850 по 1997 г. уменьшилась более чем на 30 км² (Золотарев, 2009). Очевидно, что по этой причине восстановленный по дендрохронологическим данным баланс массы в этот период может быть завышен и требуется дополнительная калибровка реконструкции баланса массы с привлечением данных об изменении площадей и объемов ледников во времени (Leonelli et al., 2011).

Реконструкции температуры воздуха Северного полушария и ход летней температуры на Тянь-Шане и Кавказе по данным дендрохронологических реконструкций

Наши реконструкции, выполненные для гор южного обрамления бывшего СССР, могут быть полезны для оценки изменчивости гидрометеорологических параметров более высокого регионального и глобального уровней. В настоящее время в реконструкциях температуры Северного полушария эти районы представлены очень слабо (Тянь-Шань) или вовсе отсутствуют (Кавказ). Между тем, это важный в климатическом отношении регион, расположенный на границе умеренной и субтропической зон. В этом разделе мы приводим сравнение наших реконструкций с известными реконструкциями температуры Северного полушария, как с основанными на дендрохронологических данных, так и с построенными на основе комплексного подхода, т. е. с включением других косвенных палеоклиматических индикаторов, в том числе и более низкого разрешения.

Сравнение аномалий годовых температур для Северного полушария, полученных по базе данных HadCRU3v (Brohan et al., 2006) и реконструированных для периода апрель—сентябрь по максимальной плотности колец на Кавказе за общий период 1850—2005 гг., показывает их существенное различие. В сглаженном виде эти кривые имеют тенденцию к противофазности, по крайне мере, для периода последних 50 лет. У кавказской реконструкции отсутствует долгопериодный тренд (*puc. 6.1*).

Для сравнения с реконструкцией температуры на Кавказе мы также использовали реконструкции среднегодовых температур Северного полушария (Moberg et al., 2005; D'Arrigo et al., 2006; Wilson et al., 2007; IPCC, 2007). Значения температур были нормированы относительно периода 1961—1990 гг. и сравнивались за общий период с 1800 г.

Больше всего полученная реконструкция температур теплого периода для Кавказа похожа на реконструкцию Моберга и соавторов (*рис. 6.2*) (r = 0,36 после 7-летнего сглаживания). Интересно, что



Рис. 6.1. Аномалии температур воздуха апреля—сентября Северного полушария из базы данных HadCRU3v (*черная линия*) и реконструированные по дендрохронологии (*серая линия*), рассчитанные относительно климатической нормы 1961–1990 гг.



Рис. 6.2. Сравнение реконструкции температуры апреля—сентября для Кавказа (*серая линия*) и среднегодовых температур Северного полушария (*черная линия*, правая ось; Moberg et al., 2005). Ряды сглажены 7-летним скользящим средним.

На графике показаны коэффициент корреляции и его значимость



Рис. 6.3. Сравнение реконструкции температур воздуха апреля-сентября на Кавказе (*серая линия*) и среднегодовых температур воздуха Северного полушария (*черная сплошная линия*, правая ось — D'Arrigo et al., 2006, *черная пунктирная линия* — Wilson et al., 2007)

реконструкция Моберга — единственная, которая включает ряды с более низким разрешением (не годичным), но с сохраненной долгопериодной изменчивостью. Корреляция с реконструкцией Вильсона несколько слабее (r = 0,25 (p<0,05)), а с реконструкцией Дарриго — самая слабая (r = 0,13; p<0,05).

Сами по себе реконструкции температур по Северному полушарию (Moberg et al., 2005; D'Arrigo et al., 2006; Wilson et al., 2007) существенно различаются между собой на уровне внутривековых и межгодовых колебаний, однако их объединяет наличие положительного линейного тренда, особенно заметного на реконструкции Вильсона (Wilson et al., 2007). Кавказская реконструкция — единственная, которая не показывает этого положительного тренда.

Реконструкция температуры лета (июнь–август), выполненная нами для Тянь-Шаня, имеет более высокие корреляции как с инструментальными данными по Северному полушарию, так и с данными палеоклиматических реконструкций высокого разрешения (*рис. 6.4*). Это сходство отчетливо проявляется на уровне внутривековых колебаний. Внутривековые колебания летней температуры по нашей тянь-шанской реконструкции почти синхронны с таковыми на кривой среднегодовой температуры Северного полушария (по инструментальным наблюдениям) за 1871–1997 гг. (Jones et al., 1999) и внутривековыми колебаниями летних температур Северного полушария (реконструкции) (Briffa et al., 2001). Для названных кривых, сглажен-



Рис. 6.4. Сравнение температур Северного полушария и глобальных с реконструкцией температуры за июнь–август на Тянь-Шане. Измеренная среднегодовая температура Северного полушария за 1871–1997 гг. (черная пунктирная линия; Jones et al., 1999), реконструкция температуры Северного полушария (серая линия; Briffa et al., 2001), наша реконструкция (черная линия; правая ось. Все значения — отклонения от среднего)

ных 11-летним скользящим средним, связь является статистически значимой (r = 0,38 и 0,45 соответственно за их общий период с 1655 по 1975 г., p > 0,05). Так как наша реконструкция является независимой по отношению к двум упомянутым, эта согласованность в какой-то степени является косвенным свидетельством в пользу достоверности наших данных. Основным отличием является отсутствие выраженного векового тренда у нашей кривой.

Отмечая разную степень согласованности между кривыми реконструированных температур на Кавказе и Тянь-Шане с температурами Северного полушария, нельзя не отметить самое существенное: обе наши реконструкции, в отличие от полушарных, не показывают положительного тренда в последние 100—150 лет. Этому может быть несколько возможных объяснений, в том числе, по нашему мнению, два наиболее вероятных.

1. Способ индексирования наших хронологий привел к ликвидации долгопериодных трендов (см. дискуссию в Главе 2). Наши хронологии рассчитаны путем стандартизации приростов с помощью негативной экспоненты. Как мы уже отмечали ранее, использование метода кривой региональной стандартизации, которая лучше сохраняет межвековую изменчивость климата, не может считаться корректным в нашем случае, так как наша выборка содержит недостаточное количество старых деревьев (Briffa, Melvill, 2011). К сожалению, в настоящее время проверить эту гипотезу невозможно из-за отсутствия



Рис. 6.5. Ход летних температур в Центральной Европе за инструментальный период наблюдений (http://www.ncdc.noaa.gov/gcag/gcag.html; Xoplaki et al., 2005)

независимых косвенных данных высокого разрешения о климате для Кавказа и Тянь-Шаня, которые можно было бы сравнить с нашими реконструкциями.

2. Реальное отсутствие тренда в ходе температур в рассматриваемых районах. Судя по инструментальным данным, за последнее столетие и на Кавказе и на Тянь-Шане летнее потепление началось только в последние одно-два десятилетия. Аналогичный эффект отмечается и по инструментальным данным наиболее длиннорядных европейских станций (*puc. 6.5*). Интересно, что реконструкции летней температуры по Тянь-Шаню других авторов (*puc. 5.33*) также не показывают долгопериодного тренда, хотя, справедливости ради, следует отметить, что все они выполнены на основе дендрохронологических данных и могут иметь погрешности, которые упомянуты в пункте 1.

Таким образом, мы полагаем, что, несмотря на некоторую неопределенность, связанную с долгопериодной изменчивостью, реконструкции температур вегетационного периода на Тянь-Шане и Кавказе, выполненные нами на основе максимальной плотности древесины, адекватно отражают климатическую изменчивость и могут и должны быть включены в расчеты температур средних по Северному полушарию. Построенные нами реконструкции температуры воздуха в горах Кавказа и Тянь-Шаня коррелируют с данными реанализа сеточного температурного архива CRU TS 3.1. Положительные корреляции наших реконструкций с температурой более обширных территорий (см. *рис. 4.15 и 5.26*), а не только с точечными данными наблюдений на отдельных метеостанциях, использованных для калибровки моделей, свидетельствуют о региональной значимости полученных реконструкций.

Реконструкции летних температур на Кавказе и Тянь-Шане и факторы, влияющие на климат

Исследование корреляции реконструкций летних температур на Кавказе и Тянь-Шане с индикаторами солнечной активности показало отсутствие каких-либо значимых связей. Как было показано выше, кривые реконструированных летних температур на Тянь-Шане и Кавказе не имеют положительного тренда, т. е. не коррелируют с ходом концентрации парниковых газов в атмосфере, которая имеет ярко выраженную тенденцию к увеличению в последнее столетие (IPCC, 2007).

Анализ связей наших хронологий с датами крупных эксплозивных вулканических извержений показал, что некоторые из них, хотя далеко не все, отразились в ходе реконструированных температур Кавказа и Тянь-Шаня. Так, на Кавказе зафиксированы аномально низкие приросты сосны в 1818 г. и низкая плотность колец в 1817 г., что, вероятно, связано с похолоданием после крупнейшего извержения вулкана Тамбора (1815 г.). Эффект такого запаздывания зафиксирован и в других районах Северного полушария.

На Тянь-Шане понижение летней температуры, по нашей реконструкции, отмечалось в 1694 и 1696 гг. (в 1693 г. произошло извержение вулкана Гекла) и в 1783 г. (год извержения вулкана Лаки). Понижение плотности колец в 1884—1885 гг., возможно, связано с извержением вулкана Кракатау в 1883 г. Как известно (Robock, 2000),



Рис. 6.6. Сравнение восстановленной температуры воздуха апреля—сентября на Северном Кавказе и вулканической активности Северного полушария (Zielinski, 1994; Crowley, 2000)

летние похолодания, связанные с эксплозивными извержениями, сильнее отражаются в хронологиях высоких широт, которые более чувствительны к изменению температуры. Это, вероятно, объясняет довольно низкую чувствительность наших хронологий, которые расположены на сороковых широтах.

Интересно, что, хотя многие отдельные извержения не проявляются в аномалиях плотности древесины на Кавказе и Тянь-Шане, сравнение вулканического «форсинга», рассчитанного в целом для Северного полушария (Zielinski, 1994; Crowley, 2000), с нашей реконструкцией температур теплого периода для Северного Кавказа, основанной на плотности годичных колец сосны, показывает их качественное сходство (*рис. 6.6*): периоды летних похолоданий в 1810-х, 1830-х, 1880-х, 1900-х, 1990-х гг. совпадают с соответствующими периодами усиления вулканической активности. Вероятно, именно с этим «форсингом» связано некоторое сходство внутривековой изменчивости нашей кривой с реконструкциями по другим районам — южному макросклону Кавказа (см. *рис. 4.34*), Альпам, Татрам (см. *рис. 4.35*), а также с реконструкциями температур Северного полушария в целом (см. *рис. 6.3*).

Сравнение реконструированных летних температур на Кавказе и Тянь-Шане

Согласно полученной реконструкции, на Тянь-Шане самые низкая летняя температура воздуха (больше двух стандартных отклонений) приходилась на 1694, 1696, 1698, 1755, 1761, 1783, 1803, 1813, 1841, 1869, 1920 гг., самая высокая — на 1728, 1807, 1879, 1917, 1933, 1984 гг. Характерно, что на Тянь-Шане самые холодные годы отмечались в XVII–XVIII в. и в начале XIX в., а самые теплые годы — в XIX– XX в., что косвенно свидетельствует о долгосрочной тенденции к потеплению климата. На Кавказе особенно холодными (больше двух стандартных отклонений) были 1810, 1817, 1884 гг., самое жаркое лето приходится на 1872 г.

Из сравнения этих дат видно (см. также Приложение), что на уровне экстремальных лет две наши региональные реконструкции температур практически не совпадают (см. *рис. 6.7*).

Неожиданным для нас было сходство сглаженных кривых реконструированных летних температур Кавказа и Тянь-Шаня, которое явно заметно на *рис. 6.7.* В XIX — начале XX в. (1805–1820, 1880–1910 гг.) периоды летних похолоданий на Кавказе и Тянь-Шане почти совпадают. Возможно, это сходство свидетельствует об общих циркуляционных процессах, управляющих внутривеко-

164



Рис. 6.7. Реконструкции летних температур на Кавказе и Тянь-Шане (отклонения от средней за общий период 1800–1995 гг.)

вой изменчивостью температуры в этих, хотя и весьма отдаленных, но расположенных практически на одной широте районах.

Реконструкции показателей увлажненности, стока и баланса массы ледников

Наша реконструкция показывает, что на Тянь-Шане повышение объема годового стока р. Нарын наблюдалось на рубеже XVIII– XIX вв., в конце XIX в., в 1940-х, 1952–1959, 1964–1973 гг., в конце XX в. Понижение объема годового стока — во второй половине XVIII в., с 1830-х по 1870-е, в 1910-х, в 1970–1980-х гг. Самые низкие значения реконструированного стока приходятся на 1917–1918 гг., когда на территории всего Центрального Тянь-Шаня сильная летняя засуха отмечалась и по метеорологическим наблюдениям. Явления подобного масштаба отмечались также в 1771 и 1844 гг. Надежность нашей реконструкции в какой-то степени подтверждается сравнением с подобной реконструкцией стока р. Манаси в Китае: две кривые имеют очевидное сходство (см. *рис. 5.34*).

Сравнение наших реконструкций речного стока на Тянь-Шане и Северном Кавказе не совсем корректно, поскольку на Тянь-Шане реконструирован объем годового стока, а на Кавказе — сток только двух летних месяцев, причем их сглаженных значений. Тем не менее отметим, что в кавказской реконструкции явно доминирует внутривековая цикличность, тогда как в тянь-шанской отмечается и более долгопериодная изменчивость стока, особенно в XIX в. Летний сток р. Теберды имеет тенденцию к понижению примерно с 1960-х гг. На Тянь-Шане вслед за периодом уменьшения стока в 1970-х–1980-х гг. наступил его резкий подъем в 1990-х гг.

Цикличность в древесно-кольцевых хронологиях и палеоклиматических реконструкциях

Ритмическая структура наших хронологий и реконструкций была исследована с помощью Фурье и вейвлет-анализа. У всех кавказских хронологий, включая хронологии плотности, обнаруживаются циклы продолжительностью в 24—27 лет. У сводной хронологии ширины колец сосны на Кавказе в период 1708—2009 гг. также выделяются циклы 10-и 60-летней продолжительности. В двух самых длинных хронологиях ширины колец сосны значимым является и пик 90-летней продолжительности. В ширине колец ели Шренка на Тянь-Шане прослеживается 40-летняя цикличность, а в хронологиях с нижней границы леса никаких статистически значимых периодов не выявлено.

В реконструкциях, в той или иной степени отражающих увлажненность, в целом преобладают более короткие циклы. Объем стока р. Теберды в мае и июле за период с 1850 г. имел выраженные квази-циклические колебания с периодом 15–30 лет, однако эта цикличность нарушалась в 1930-х–1940-х гг. Годовой сток р. Нарын на Тянь-Шане имеет 11-летнюю цикличность, однако она находится на грани статистической значимости. В Крымской реконструкции осадков апреля–июля обнаружен спектральный пик в 40 лет, а также менее выраженная цикличность 10–20-летней продолжительности.

Обе реконструкции летней температуры на Кавказе и на Тянь-Шане имеют выраженную 22–23-летнюю цикличность.

Ритмы разной продолжительности могут иметь разное происхождение. Более того, иногда и ритмы одинаковой или близкой продолжительности также бывают вызваны разными причинами. Понятно, что явления с одинаковой ритмической структурой могут быть никак не связанными причинно-следственными отношениями, поэтому к интерпретации ритмических сигналов в рядах разного происхождения следует подходить с осторожностью и, прежде всего, учитывать физические и биологические процессы, которые могут объяснить ритмическое сходство разных рядов. Имея в виду эти положения, мы лишь гипотетически можем объяснить происхождение ритмов, обнаруженных нами в дендрохронологических данных. Самый длинный период — около 90—100 лет — обычно связывают с длиной солнечного цикла, хотя в рядах длиной около трех столетий этот цикл, возможно, появляется как краевой эффект, присущий вейвлет-анализу, и таким образом является артефактом. Однако справедливости ради отметим, что этот период часто обнаруживается в дендрохронологических рядах и большей продолжительности.

11-летний и 22-летний циклы отражают влияние солнечной активности. Доминирование этого сигнала в дендрохронологических рядах из самых разных районов хорошо известно и описано в соответствующей литературе (см., например, Fritts, 1976). Эти циклы доминируют и в хронологиях максимальной плотности на севере Европейской части России, т. е. в рядах, отражающих температуру летнего времени года (Соломина и др., 2009).

Происхождение 60-летнего цикла менее очевидно. Цикл такой продолжительности также проявляется наблюдениях за солнечной активностью, о чем свидетельствуют результаты вейвлет-анализа этих рядов. Есть мнение, однако, что 60-летние циклы возникают при взаимодействии океана и атмосферы и являются результатом взаимного наложения нескольких разных циклов. Высказывалось также предположение, что ритм этой продолжительности связан с колебаниями Земной оси, однако связь этого параметра с годичными кольцами нуждается в дополнительном обосновании, так как это влияние может быть только опосредованным и его механизм пока неясен.

Известно, что на климат Евразии существенное влияние оказывает так называемый Индекс Северо-Атлантического колебания (НАО — разница высоты поверхности 500 гПа между пунктами в Исландии (64° с. ш., 24° з. д.) и вблизи Азорских островов (39° с. ш., 24° з. д.) за зимне-весенний период). Этот показатель является мерой активности западного переноса воздушных масс и поэтому крайне важен для формирования климата Евразии. Из анализа ежегодного и сезонных (май–август, октябрь–апрель) индексов НАО видно, что его основные периоды составляют примерно 5, 10–15, 20 и 40 лет. Возможно, циклы, близкие к 40 годам (Крым, Тянь-Шань), связаны именно с этими процессами.

Перспективы дендроклиматических реконструкций в Крыму, на Кавказе и Тянь-Шане

Наши реконструкции изменчивости гидрометеорологических характеристик в Крыму, на Кавказе и Тянь-Шане охватывают относительно небольшой период времени в несколько последних столетий. Наиболее продолжительные хронологии ширины колец длиннее, чем реконструкции (до 700 и более лет), и, следовательно, могут быть использованы для расширения хронологических пределов реконструкций. Для Тянь-Шаня мы планируем сделать это в ближайшем будущем. На Кавказе наиболее продолжительные хронологии ширины колец сосны сейчас охватывают период с 1550 г., в то время как реконструкция температуры по максимальной плотности древесины выполнена только для последних двух столетий. Мы осуществили пилотный проект по измерениям оптической плотности колец сосны для двух площадок в западной (долина Кизгич) и восточной (гора Кубус) частях района наших исследований для интервала с середины XVI до конца XVIII в. Эти исследования показали наличие общего сигнала и корреляцию серий с летней температурой, однако для статистически достоверной реконструкции нам необходимо измерить и датировать еще несколько серий плотности колец.

Не менее важно включить в новые реконструкции и последние годы, а в случае Тянь-Шаня — и последние десятилетия (с 1995 г.). Это даст возможность, в частности, выяснить, насколько дендрохронологические реконструкции отражают начавшееся в последние десятилетия потепление на Кавказе и Тянь-Шане.

Для продления хронологии ширины колец хвойных на Западном Кавказе мы также предприняли попытки использовать образцы древесины из старых строений деревень Дунта и Комунта в долине р. Сангутти-Дон, в селе Хурзук в верховьях р.Кубань, а также археологической древесины из древних осетинских могильников. Этот опыт показывает, что многие образцы неизвестного происхождения плохо датируются относительно имеющихся у нас в настоящее время 13 локальных кавказских хронологий, и требуется расширение сети дендрохронологических площадок, особенно на восток и на крайний запад Северного Кавказа.

Как всякий метод косвенных климатических реконструкций, дендроклиматология имеет свои ограничения. Пространственные ограничения связаны с тем, что далеко не везде можно найти деревья, образующие годичные кольца (например, в районах, где границы между сезонами нечетко выражены) и чувствительные к изменениям климата. Имея в виду, что наиболее эффективно метод применяется там, где один лимитирующий фактор оказывает доминирующее влияние на прирост, как правило, в каждом районе удается реконструировать именно этот, один климатический параметр: на севере, например, это — условия теплообеспеченности, в засушливых районах — разные характеристики увлажненности. Ограничения реконструкций во временно́м аспекте связаны с продолжительностью жизни деревьев и отсутствием материала погребенной, «археологической» и другой старой древесины. В отдаленных районах трудности в создании климатических реконструкций могут быть связаны с отсутствием длинных рядов метеорологических данных, которые необходимы для калибровки и верификации моделей.

Еще одно возможное ограничение дендроклиматологии связано с принципом актуализма или с проблемой стабильности климатического отклика во времени. Предполагается, что сегодняшнее сочетание климатических факторов имело место и в прошлом, поэтому модель, использованная для калибровки хронологий по инструментальным метеорологическим данным, применима и для прошлого. Между тем, опыт показывает, что это может быть и не так. В частности, с этим феноменом, который получил название «дивергенция», дендрохронологи столкнулись, когда обнаружилось ослабление связи ширины и плотности годичных колец деревьев у северной границы леса примерно с 1960-х гг. (Briffa et al., 1998a, b, 2002; D'Arrigo et al., 2008). Для объяснения этого явления было предложено несколько возможных механизмов, таких как: повышающийся уровень СО2 в атмосфере, увеличившееся поступление азота из почвы, увеличившиеся уровни UV-В радиации (Briffa et al., 1998а), положительный тренд зимних осадков в субарктике (Vaganov et al., 1999), увеличившийся стресс при засухе из-за растущих температур (Barber et al., 2000), однако исчерпывающего объяснения причин этого эффекта пока нет. Я. Эспер и Д. Франк (Esper, Frank, 2009) замечают, что эффект дивергенции возникает ошибочно или может быть завышен при некоторых методах стандартизации и регрессионного анализа, а также при калибровке на ранней части инструментального периода. Как примеры такой ошибочной интерпретации они, в частности, приводят работы К. Бриффы и соавторов (Briffa et al., 1998а; 2001). Х. Линдерхольм с соавторами (Linderholm et al., 2010) в связи с эффектом дивергенции упоминает возможные краевые эффекты при использовании стандартизации региональной кривой (RCS) (см. подробнее: Мацковский, 2010). В районах, которые исследуются в этой монографии, эффект дивергенции не обнаружен.

Самая основная проблема дендроклиматических реконструкций, которая обсуждается уже не одно десятилетие (Fritts, 1976; Esper et al., 2009; 2012) — это возможное искажение или утрата долгопериодной составляющей изменчивости в дендрохронологических рядах в связи с удалением из них возрастного тренда. Для сохранения долгопериодной изменчивости в рядах в последние годы многими исследователями (Esper et al., 2003a; Frank et al., 2005) возрастной тренд

удаляется при помощи так называемой стандартизации региональной кривой (Regional Curve Standardization). Суть метода состоит в предположении, что все деревья, растущие в сходных климатических условиях, имеют одинаковую кривую роста. Для ее определения все древесно-кольцевые серии сортируют и упорядочивают по камбиальному возрасту, который потом аппроксимируют некоторой сглаживающей функцией. Эту функцию и используют для стандартизации (Esper et al., 2003a; Melvin et al., 2007). Известно, что этот метод является ненадежным в случае использования выборки, состоящей только из живых деревьев, что приводит к ошибкам на концах хронологии (Melvin et al., 2007). В связи с этим в нашей работе метод RCS не был применен ввиду отсутствия субфоссильной древесины с датами гибели деревьев, существенно отличными от времени жизни современных живых деревьев. Таким образом, мы вынуждены признать, что в нашем случае амплитуда колебаний реконструированных параметров может быть несколько занижена и наши оценки дают скорее минимальную оценку возможных климатических изменений. В эту же сторону занижения возможных изменений климатических параметров «работают» и методы построения регрессионных моделей, которые приводят к уменьшению амплитуды изменчивости в рядах реконструкций по сравнению с исходным метеорологическим рядом.

Поиск решений этих проблем происходит как на пути совершенствования методов стандартизации (Мацковский, 2011), так и с помощью объединения реконструкций климата разной природы, основанных на других индикаторах. Так, например, Демежко и Соломина (2009) предприняли попытку объединения данных скважинной термометрии и дендрохронологической реконструкции летних температур, в результате чего амплитуда температуры дендрохронологической реконструкции заметно увеличилась. Однако в этом случае есть вероятность нарушения хронологии, так как скважинная термометрия имеет существенно более низкое временное разрешение. По пути объединения данных дендрохронологии с более низкоразрешающими сериями (морские и озерные осадки) ранее пошли и авторы реконструкции температур Северного полушария Моберг и др. (Moberg et al., 2005), которые установили, что при таком подходе амплитуды изменчивости реконструированных параметров увеличиваются. Большую помощь в оценке долгопериодных трендов могли бы оказать реконструкции динамики верхней границы леса (см., например, Шиятов, Мазепа, 2007), но, к сожалению, на Тянь-Шане и на Кавказе находки старой древесины выше современной границы леса нам не известны.

Имея в виду все эти ограничения, тем не менее, следует подчеркнуть, что во многих отношениях (точность хронологии, возможность оценить частоту экстремумов, выявить периодическую составляющую внутривековой изменчивости климата в рядах реконструкций и т. д.) дендрохронологии пока нет равных среди косвенных методов климатических реконструкций, и применение этого метода для палеоклиматических реконструкций в южных районах России и в горах, расположенных на территории сопредельных государств (Тянь-Шань, Памиро-Алай), целесообразно и перспективно.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. *Айвазян С.А., Енюков И.С., Мешалкин Л.Д.* Прикладная статистика: Исследование зависимостей: Справочник. М.: Финансы и статистика, 1985. 182 с.
- 2. Алисов Б.П. Климат СССР. М.: МГУ, 1956. 126 с.
- 3. Атлас Киргизской Советской Социалистической Республики. М.: Главное Управление Геодезии и Картографии. 1987. Т. 1. 50 с.
- 4. Биота экосистем Большого Кавказа / Е.А. Белоновская, О.С. Гребенщиков, М.В. Давыдова и др. М.: Наука, 1990. 221 с.
- 5. Битвинскас Т.Т. Дендроклиматические исследования. Л.: Гидрометео-издат, 1974. 172 с.
- 6. *Битвинскас Т.Т.* К вопросу об изучении связи колебаний климата и прироста насаждений // Доклады ТСХА. 1965. Вып. 103. С. 285–390.
- Природные процессы на территории Кабардино-Балкарии / О.А. Богатиков, М.Ч. Залиханов, Б.С. Карамурзов, А.Г. Гурбанов, В.И. Коваленко, В.М. Газеев, О.В. Руденко, А.Л. Собисевич, Л.Е. Собисевич, Е.А. Рогожин, Г.И. Рейснер, Н.А. Володичева, А.В. Шевченко. М.: ИГЕМ РАН, 2004. 438 с.
- 8. *Борисенков Е. П., Пасецкий В.М.* Летопись необычайных явлений природы за 2,5 тысячелетия. Гидрометеоиздат, 2002. 534 с.
- 9. *Борисов А.А.* О колебаниях климата Крыма за историческое время // Известия ВГО. 1956. № 88. С. 532–540.
- 10. *Борщева Н.М.* Дендроклиматологический анализ радиального прироста ели Шренка в горах Северного Тянь-Шаня: Автореф. дисс. канд. геогр. наук. Свердловск, 1983. 20 с.
- 11. *Борщева Н.М.* Дендрохронологические шкалы ели Шренка в горах Заилийского Алатау // Дендроклиматические шкалы Советского Союза. Каунас, 1981. Т. 2. С. 17–23.
- Бочкарев Ю.Н., Дьяконов К.Н. Дендрохронологическая индикация функционирования ландшафтов на северной и верхней границах леса // Вестник МГУ. 2009. Серия 5: География. С. 37–50.
- Бучинский И.Е. Изменился ли климат Украины в историческое время? // Известия ВГО. 1953. № 1. С. 21–30.

- 14. Быков Б.А. Еловые леса Тянь-Шаня. Алма-Ата: Наука КазССР, 1985. 140 с.
- 15. Ваганов Е.А., Шашкин А.В. Рост и структура годичных колец хвойных. Новосибирск: Наука. Сиб. отделение, 2000. 232 с.
- 16. Вапник В.Н., Червоненкис А.Я. Теория распознавания образов. М.: Наука, 1974. 415 с.
- 17. Веселовский К.С. О климате России. СбП., 1857. 99 с.
- Волошина А.П., Сьенчень К. Климат высокогорной зоны // Оледенение Тянь-Шаня / Под ред. М.Б. Дюргерова. М.: Изд-во ВИНИТИ, 1995. С. 43–59.
- 19. Газина Е.А., Клименко В.В. Изменения климата Восточной Европы в последние 250 лет по инструментальным данным // Вестник Московского университета. Серия географическая. 2008. № 3. С. 60–66.
- Гвоздецкий Н.А., Голубчиков Ю.Н. Горы. Серия: Природа мира. М.: Мысль, 1987. 399 с.
- 21. Гидрология Киргизии. Фрунзе: Илим, 1989. 107 с.
- Грабенко Е.А. Изменчивость лесной растительности в условиях заповедного режима на Западном Кавказе: Автореф. дис. канд. геогр. наук. 2012. 158 с.
- Горлов М.В. Использование метода региональной кривой для дендрохронологических реконструкций на примере Тянь-Шаня: Пояснительная записка к дипломному проекту. М., 2008.
- Демежко Д.Ю., Соломина О.Н. Изменения температуры земной поверхности на о. Кунашир за последние 400 лет по геотермическим и древесно-кольцевым данным // Доклады Академии наук. 2009. Т. 426, № 2. С. 240–243.
- 25. *Дмитриев В.Н.* Очерк климатических условий Южного берега Крыма. Санкт-Петербург: Паровая скоропеч. П.О. Яблонского, 1890. 66 с.
- Долгова Е.А. Реконструкция гидрометеорологических условий на Северном Кавказе по дендрохронологическим данным за период 1800–2005 гг. Канд. дис. М., 2011. 120 с.
- 27. Долгова Е.А., Соломина О.Н. Первая количественная реконструкция температуры тёплого периода на Кавказе по дендрохронологическим данным // Доклады Академии наук. 2010. Т. 431, № 2. С. 252–256.
- Дюргеров, М.Б., Поповнин В.В. Реконструкция баланса массы, пространственного положения и жидкого стока ледника Джанкуат с второй половины XIX века // Материалы гляциологических исследований. 1981. Вып. 40. С. 73–81.
- 29. Згуровская Л.Н. Рассказы о деревьях Крыма. Симферополь: Таврия. 1981. 192 с.
- Золотарёв Е.А. О конечной «морене 30-х годов» и размерах ледника Джанкуат // Материалы гляциологических исследований. 1999. Вып. 87. С. 177–183.
- Золотарев Е.А. Эволюция оледенения Эльбруса: Картографо-аэрокосмические технологии гляциологического мониторинга. М.: Научный мир, 2009. 238 с.

- Золотокрылин А.Н., Кренке А.Н., Ляхов М.Е., Попова В.В., Чернавская М.М. Колебания климата Европейской части СССР в историческом прошлом // Известия АН ССР. Серия: География. 1986. № 1. С. 26–36.
- 33. *Клименко В.В.* Климат: Непрочитанная глава истории. М.: МЭИ, 2009. 407 с.
- 34. Ковалев П.В., Ковалев А.П., Иванов В.В. Расчет среднегодовых температур прошлого для метеостанции Теберда-курорт по годичным кольцам дерева и числам Вольфа // Временные и пространственные изменения климата и годичные кольца деревьев. 1986. С. 64-68.
- Кожевникова Н.Д. Биология и экология тянь-шаньской ели (цинопопуляционный анализ). Фрунзе: Илим, 1982. 120 с.
- Кожевникова Н.Д. Радиальный прирост стволов ели Шренка в зависимости от экологических факторов и биологических особенностей // Биоценотические исследования еловых лесов Прииссыккулья. Фрунзе, 1979. С. 62–73.
- 37. Колов О.В., Джумадылова Ч.К., Худайбергенов А.Д., Ступарик Р. Изменение климата и его влияние на лесные экосистемы Кыргызской Республики // Вестник КРСУ. 2003. № 6. http://www.krsu.edu.kg/vestnik/2003/ v6/index.html.
- 38. Комин Г.Е. Применение дендрохронологических методов в экологическом мониторинге лесов // Лесоведение. 1990. № 2. С. 311.
- Ледник Джанкуат (Центральный Кавказ) / Ред. И.Я. Боярский. Л.: Гидрометеоиздат, 1987. 184 с.
- 40. Ледник Марух (Западный Кавказ). Л.: Гидрометеоиздат, 1988. 254 с.
- Лукьянова Л.М., Полюшкин Ю.В., Бальчунас В.П. Дендрохронологическая шкала сосны Приэльбрусья. Дендрошкалы Советского Союза. Каунас: Изд-во АН Лит. ССР, 1987. Часть IV. С.78–80.
- 42. *Лурье П.М., Панов В.Д., Ткаченко Ю.Ю*. Река Кубань: гидрография и режим стока. СПб.: Гидрометеоиздат, 2005. 550 с.
- 43. *Максимов Е.В., Гребенюк А.К.* Изменчивость природной обстановки высокогорной зоны Зеравшанского хребта за последние 800 лет // Известия АН СССР. Серия: Географическая. 1972. № 2. С. 105–109.
- 44. *Максимова О.Е.* Дендрохронологические реконструкции климатических и гидрологических параметров на Тянь-Шане (Киргизия) за последние столетия: Канд. дис. М., 2012. 118 с.
- 45. *Максимова О.Е.* Древесно-кольцевая хронология ели Шренка за последние семь столетий для района ледника Эныльчек на Тянь-Шане // Лед и снег. 2011. № 1 (113). С. 124–130.
- 46. Мацковский В.В. Возможности и ограничения реконструкции климатического сигнала по ширине годичных колец хвойных деревьев на севере и в центре Европейской территории России: Автореф. дис. канд. геогр. наук. 2010. 24 с.
- 47. *Мацковский В.В.* Оценка смещений в RCS-хронологиях древесных колец // Journal of Siberian Federal University. Biology. 4. 2011. P. 389–404.

- 48. *Мацковский В.В., Долгова Е.А., Соломина О.Н.* Опыт использования дендрохронологических данных для реконструкции стока р. Теберда за 1850-2002 гг. // Лед и снег. 2011. № 1 (113). С. 119-123.
- Мухамедшин К.Д. Дендрохронологическая шкала древовидной формы можжевельника туркестанского // Дендроклиматологические шкалы Советского Союза. Каунас: Изд-во АН Лит. ССР. 1978. С. 113–115.
- 50. *Мыглан В.С., Слюсаренко И.Ю., Майничева А.Ю*. Спасская церковь из Зашиверска: дендрохронологический аспект // Археология, этнография и антропология Евразии. 2009. № 3. С. 103–110.
- 51. *Мыглан В.С., Слюсаренко И.Ю., Майничева А.Ю.* Дендрохронологическое обследование башен Казымского острога // Археология, этнография и антропология Евразии. 2010. № 41. С. 72–77.
- 52. *Назаров А.И., Агатова А.Р.* Динамика ледников Северо-Чуйского хребта на Центральном Алтае во второй половине голоцена // Материалы гляциологических исследований. 2008. № 105. С. 73–86.
- 53. Назаров А.И., Мыглан В.С. Перспективы построения 6000-летней хронологии по сосне сибирской для территории Центрального Алтая // Journal of Siberian Federal University. Biology. 2012. V. 1, № 5. Р. 70–88.
- 54. *Наурзбаев М.М., Ваганов Е.А.* Изменчивость температуры воздуха на востоке Таймыра и на Путоране за последние 2000 лет по данным радиального прироста лиственницы // Лесоведение. 1999. № 5. С. 24–34.
- 55. Овчинников Д.В. Реконструкция летней температуры воздуха и абляции ледника Малый Актру // Известия Академии наук. Серия: Географическая. 2002. № 5. С. 91–96.
- 56. Овчинников Д.В. Реконструкция баланса массы ледника Малый Актру (Алтай) по данным денситометрии годичных колец // Известия РГО. 2004. № 134. Вып. 1. С. 37–45.
- 57. Панов В.Д. Эволюция современного оледенения Кавказа. СПб.: Гидрометеоиздат, 1993. 431 с.
- 58. Панов В.Д., Ильичев Ю.Г., Салпагаров А.Д. Колебания ледников Кавказа за XIX–XX столетия // Труды Тебердинского заповедника. Северокавказское издательство МИЛ. 2008. Вып. 47. 331 с.; 2008. 331 с.
- Поповнин В.В., Петраков Д.А. Ледник Джанкуат за минувшие 34 года (1967/68-2000/01) // Материалы гляциологических исследований. 2005. Вып. 98. С. 167-182.
- 60. *Рацек И.В.* Колебания и эволюция ледникового стока в бассейне реки Нарын. Автореф. канд. дис. М., 1991. 20 с.
- 61. *Рототаева О.В., Тарасова Л.Н.* Реконструкция баланса массы ледника Гарабаши за последнее столетие // МГИ. 2000. Вып. 88. С. 16–26.
- Рототаева О.В., Носенко Г.А., Хмелевской И.Ф., Тарасова Л.Н. Балансовое состояние ледника Гарабаши (Эльбрус) в 80-х и 90-х годах XX столетия // Материалы гляциологических исследований. 2003. Вып. 95. С. 111–121.
- Рототаева О.В., Носенко Г.А., Хмелевской И.Ф. Изменчивость факторов, определяющих динамику ледников Эльбруса // Материалы гляциологических исследований. 2009. Вып. 107. С. 107–110.

- 64. Серебряный Л.Р., Голодковская Н.А., Орлов А.В., Малясова Е.С., Ильвес Э.О. и др. Колебания ледников и процессы моренонакопления на Центральном Кавказе. М.: Наука, 1984. 216 с.
- 65. Салпагаров Д.С. Эколого-географические особенности и функционирование природно-территориальных комплексов горных областей Северо-Западного Кавказа на примере Тебердинского заповедника. М.: Теберд. гос. заповедник, 2002. 452 с. (Труды Тебердинского государственного биосферного заповедника; Вып. 29).
- Соломина О.Н., Глазовский А.Ф. Прирост годичных колец ели Шренка и колебания ледников на северном склоне хр. Терскей Ала-тау // Материалы гляциологических исследований.1989. Вып. 65. С. 103–110.
- 67. Соломина О.Н. Горное оледенение северной Евразии в голоцене. М.: Научный мир, 1999. 264 с.
- 68. Соломина О.Н., Швейнгрубер Ф., Нагорнов О.В., Кузьмиченок В.А., Юрина Ю.О., Михаленко Н.В., Кунахович М.Г., Кутузов С.С. Реконструкция летней температуры воздуха и абляции ледников на Центральном Тянь-Шане за последние 400 лет по плотности годичных колец ели // Материалы гляциологических исследований. 2006. Вып. 100. С. 104–113.
- Соломина О.Н., Абылмеизова Б., Грязнова В.В., Ершова И.А. Реконструкция гидротермического коэффициента в 1680–2005 гг. по дендрохронологическим данным в Прииссыккулье, Тянь-Шань, Киргизия // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. 2007. Т. 21. С. 183–202.
- 70. Соломина О.Н., Аптикаева О.И., Шаталин А.Ю. Ритмы природных процессов по результатам вейвлет-анализа годичных колец деревьев на севере европейской части России за последние 300 лет // Геофизические процессы и биосфера. 2009. Т. 8. № 1. С. 51–61.
- 71. Соломина О.Н., Бушуева И.С., Кудерина Т.М., Мацковский В.В., Кудиков А.В. К голоценовой истории ледника Уллукам // Лед и снег. 2012. № 1. Вып. 117. С. 85–94.
- Сыпалова Н.Д. Особенности формирования снежного покрова в ельниках Тянь-Шаня. Биографические аспекты растительного и животного мира Прииссыккулья. Фрунзе: Средне-Азиатский НИИЛХ, 1975. С. 65–73.
- 73. *Турманина В.И*. Перспективы применения фитоиндикационных методов в гляциологии. Фитоиндикационные методы в гляциологии. М.: Изд-во МГУ, 1971. С. 5–19.
- 74. Турманина В.И. Особенности прироста деревьев Приэльбрусья // Дендроклиматохронология и радиоуглерод: Материалы Второго Всесоюзного совещания по дендрохронологии и дендроклиматологии. (Каунас, 25–27 сентября 1972 г.) Каунас, 1972. С. 37–41.
- 75. *Турманина В.И.* Фитоиндикация колебаний климата // Ландшафтная индикация природных процессов. М.: Наука, 1976.
- Турманина В.И. Дендрохронология лавин в верховьях Баксанской долины // Ритмы гляциальных процессов. М.: Изд-во МГУ, 1979. С. 128–134.

- Тушинский Г.К., Кузьмин К.К. Тебердинский район // Побежденные вершины. Ежегодник Советского альпинизма, год 1951. М.: Географгиз, 1952. С. 318–425.
- Тушинский Г.К. Геоморфологический очерк Тебердинского государственного заповедника // Труды Тебердинского государственного заповедника. 1957. Вып. 1. С. 3–49.
- Тушинский Г.К. Ледники, снежники, лавины Советского Союза. М.: Географиздат, 1963. 312 с.
- 80. Хантемиров Р.М., Горланова Л.А., Сурков А.Ю., Шиятов С.Г. Экстремальные климатические события на Ямале за последние 4100 лет по дендрохронологическим данным // Известия РАН. Серия: Географическая. 2011. № 2. С. 89–102.
- 81. *Швец Г.И.* Многовековая изменчивость стока Днепра. Л.: Гидрометеоиздат, 1978. 82 с.
- Шиятов С.Г. Дендрохронология, ее принципы и методы // Записки Свердловского отделения Всесоюзного ботанического общества. Свердловск, 1973. Вып. 6. С. 53–81.
- Шиятов С.Г., Ваганов Е.А., Кирдянов А.В., Круглов В.Б., Мазепа В.С., Наурзбаев М.М., Хантемиров Р.М. Методы дендрохронологии. Ч. I: Основы дендрохронологии. Сбор и получение древесно-кольцевой информации: Учебно-методич. пособие // Красноярск: КрасГУ, 2000. 80 с.
- 84. Шиятов С.Г., Мазепа В.С. Климатогенная динамика лесотундровой растительности на Полярном Урале // Лесоведение. 2007. № 6. С. 11–22.
- 85. Шостакович В.П. Иловые отложения озер и периодические колебания в явлениях природы // Зап. ГГИ. 1934. Т. 13. С. 95–140.
- 86. Юрина Ю.О., Соломина О.Н., Михаленко Н.В., Кунахович М.Г. Возможности и ограничения реконструкций колебаний климата и баланса массы ледников на Тянь-Шане по дендрохронологическим данным // Материалы гляциологических исследований. 2006. Вып. 101. С. 68–76.
- Abich H. Geologische Beobachtungen auf Reisen im Kaukasus um Jahre 1873. M., 1875. 138 p.
- Agatova A.R., Nazarov A.N., Nepop R.K., Rodnight H. Holocene glacier fluctuations and climate changes in the southeastern part of the Russian Altai (South Siberia) based on a radiocarbon chronology // Quaternary Science Reviews. 2012. V. 43. P. 74–93.
- Arnell N.W. Effects of IPCC SRES emissions scenarios on river runoff: a global perspective // Hydrology and Earth System Sciences. 2003. V. 7. P. 619–641.
- 90. *Baillie M. G. L.* Dendrochronology raises questions about the nature of the AD 536 dust-veil event // The Holocene. 1994. V. 4. P. 212–217.
- Barber V.A., Juday G.P., Finney B.P. Reduced growth of Alaskan White Spruce in the twentieth century from temperature-induced drought stress // Nature. 2000. V. 405. P. 668–673.
- Biondi F., Waikul K. DENDROCLIM2002: A C++ program for statistical calibration of climate signals in tree-ring chronologies // Computers and Geosciences. 2004. V. 30. P. 303–311.

- Beniston M., Rebetez M. Regional behavior of minimum temperatures in Switzerland for the period 1979–1993 // Theoretical and Applied Climatology. 1996. V. 53. P. 231–243.
- 94. *Beniston M., Diaz H., Bradley R.* Climatic change at high elevation sites: an overview // Climate Change. 1997. V. 3, 6. P. 233–251.
- Beniston M. Climatic change in mountain regions: a review of possible impacts // Climatic Change. 2003. V. 59. P. 5–31.
- Bolch T. Climate change and glacier retreat in northern Tien Shan (Kazakhstan/Kyrgyzstan) using remote sensing data // Global Planetary Change. 2007. V. 56. P. 1–12.
- Bradley R.S. Paleoclimatology. Reconstructing Climates of the Quaternary // International geographic series. 1999. V. 64. 613 p.
- Bradley R.S. High-resolution paleoclimatology // Dendroclimatology. Progress and prospects / Malcolm K. Hughes, Thomas W. Swetnam, Henry F. Diaz (Eds.) Developments in Paleoenvironmental Research. Vol. 11. 1st Edition. 2011. XII. 365 p.
- Bräker O.U. Measuring and data processing in tree-ring research a methodological introduction // Dendrochronologia. 2002. V. 20. P. 203–216.
- 100. Briffa K.R., Wigley T.M.L., Jones P.D. Towards an objective approach to standardization // Methods of Dendrochronology / Eds. K. Kairiukstis, Z. Bednarz, E. Feliksik. IIASA / Polish Acad. of Sci. Warsaw, 1987. P. 69–86.
- Briffa K.R., Jones P.D., Schweingruber F.H. Summer temperature patterns over Europe: A reconstruction from 1750 A.D. based on maximum latewood density indices of conifers // Quaternary Research. 1988. V. 30. P. 36–52.
- 102. Briffa K.R. Interpreting high-resolution proxy climate data: the example of dendroclimatology // H. von Storch and A. Navarra (eds.). Analysis of Climate Variability: Applications of Statistical Techniques. Berlin: Springer Verlag, 1995. P. 77–94.
- 103. Briffa K., Schweingruber F., Jones P., Osborn T. Reduced sensitivity of recent tree growth to temperature at high northern latitudes // Nature. 1998a. V. 391. P. 678–682.
- 104. Briffa K.R., Jones P.D., Schweingruber F.H., Osborn T.J. Influence of volcanic eruptions on Northern Hemisphere summer temperature over the past 600 years // Nature. 1998b. V. 393. P. 450–455.
- 105. Briffa K.R., Osborn T.J., Schweingruber F.H., Harris I.C., Jones P.D., Shiyatov S.G., Vaganov E.A. Low-frequency temperature variations from a northern tree-ring-density network // Journal of Geophysical Research. 2001. V. 106. P. 2929–2941.
- 106. Briffa K.R., Osborn T.J., Schweingruber F.H., Jones P.D., Shiyatov S.G., Vaganov E.A. Tree-ring width and density data around the Northern Hemisphere: part 1, local and regional climate signals // The Holocene. 2002. V. 12. P. 737–757.
- 107. *Briffa K.R., Osborn T.J., Schweingruber F.H.* Large-scale temperature inferences from tree-rings // Global and Planetary Change. 2004. N 40. P. 11–26.
- 108. *Briffa K.R., Melvill T.M.* A closer look at Regional Curve Standardization of tree-ring records: justification of the need, a warning of some pitfalls, and sug-

gested improvements of its application // Dendroclimatology: Progress and prospects / Edited by Hughes M.K., Diaz H.F., Swetnam T.W. Springer Verlag. 2011. P. 113–147.

- 109. Brohan P., Kennedy J.J., Harris I., Tett S.F.B., Jones P.D. Uncertainty Estimates in Regional and Global Observed Temperature Changes: A New Dataset from 1850 // Journal of Geophysical Research. 2006. V. 111. D12106, doi:10,1029/2005JD006548.
- Broecker W.S. Was a change in thermohaline circulation responsible for the Little Ice Age? // Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A. 2000. V. 97 (4). P. 1339–1342.
- Büntgen U., Frank D.C., Nievergelt D., Esper J. Summer Temperature Variations in the European Alps, a.d. 755–2004 // Journal of Climate. 2006. V. 21. P. 5606–5623.
- 112. Büntgen U., Frank D.C., Kaczka R.J., Verstege A., Zwijacz-Kozica T., Esper J. Growth/climate response of a multi-species tree-ring network in the Western Carpathian Tatra Mountains, Poland and Slovakia // Tree Physiology. 2007. V. 27. P. 689–702.
- Büntgen U., Esper J., Frank D.C., Nicolussi K., Schmidhalter M. A 1052-year tree-ring proxy for Alpine summer temperatures // Climate Dynamics. 2008. V. 25. P. 141–153.
- 114. Campbell R., McCarroll D., Loader N.J., Grudd H., Roberston I., Jalkanen R. Blue intensity in Pinus sylvestris tree-rings: developing a new palaeoclimate proxy // The Holocene. 2007. V. 17. P. 821–828.
- 115. Campbell R., McCarroll D., Robertson I., Loader N.J., Grudd H., Gunnarson B. Applications Manual — Blue intensity in Pinus sylvestris tree-rings: a manual for a new palaeoclimate proxy // Tree-ring Research. 2011. V. 67 (2). P. 127–134.
- 116. Chen F., Yuan Y.J., Wei W.S., Yu S.L., Zhang R.B. Reconstruction of Early Summer Temperature from Tree-ring Gray Value in West of Northern Slope of South Tianshan Mountains // Journal of Desert Research. 2008. № 28(5). P. 842–847 (in Chinese).
- 117. Chen F.-H., Chen J.-H., Holmes J., Boomer I., Austin P., Gates J.B., Wang N.-L., Brooks S.J., Zhang J.W. Moisture changes over the last millennium in arid central Asia: a review, synthesis and comparison with monsoon region // Quaternary Science Reviews. 2010. V. 29. N 7–8. P. 1055–1068.
- Chen J., Wang LiLi, Zhu HaiFeng, WuPu. Reconstructing mean maximum temperature of growing season from the maximum density of the Schrenk Spruce in Yili, Xinjiang, China // Chinese Sci Bull. 2009. V. 54. P. 2300–2308.
- 119. Cook E.R. A time series analysis approach to tree-ring standartization // Ph.D.Dissertation. Tucson, AZ: Arizona Univ. Press, 1985. 171 p.
- 120. *Cook E.R., Kairiukstis L.A.* Methods of Dendrochronology: applications in the environmental sciences. Dordrecht: Kluwer. 1990. 394 p.
- 121. Cook E. R., Meko D.M., Stahle D.W., Cleaveland M.K. Drought reconstructions for the continental United States // Journal of Climate. 1999. V. 12. P. 1145–1162.
- 122. Cook E.R., Anchukaitis K.J., Buckley B.M., D'Arrigo R.D., Jacoby G.C., Wright W.E. Asian monsoon failure and megadrought during the last millennium // Science. 2010. V. 328. P. 486–489.
- Crowley T.J. Causes of climate change over the past 1000 years // Science. 2000. V. 289. P. 270–277.
- 124. D'Arrigo R.D., Jacoby G.C., Free R.M. Tree-ring width and maximum latewood density at the North American tree line: parameters of climatic change // Canadian Journal of Forest Research. 1992. V. 22. P. 1290–1296.
- 125. D'Arrigo R.D., Jacoby G.C., Pederson N., Frank D., Buckley B., Baatarbileg N., Mijiddorj R., Dugarjav C. Mongolian tree rings, temperature sensitivity and reconstructions of northern hemisphere temperature // The Holocene. 2000. N 10. P. 669–672.
- 126. D'Arrigo R., Frank D., Jacoby G., Pederson N. Spatial response to major volcanic events in or about AD 536, 934 and 1258: Frost rings and other dendrochronological evidence from Mongolia and northern Siberia // Climatic Change. 2001. V. 49. P. 239–246.
- 127. D'Arrigo R.D., Mashig E., Frank D.C., Jacoby G.C., Wilson R. Reconstructed warm season temperature for Nome, Seward, Peninsula, Alaska // Geophysical Research Letters. 2004. V. 31. L09202. doi:10.1029/2004GL019756.
- 128. D'Arrigo R., Wilson R., Liepert B., Cherubini P. On the 'Divergence Problem' in Northern Forests: A review of the tree-ring evidence and possible causes // Global and Planetary Change. 2008. V. 60. P. 289–305.
- 129. Dai A., Trenberth K.E., Qian T. A global data set of Palmer Drought Severity Index for 1870–2002: Relationship with soil moisture and effects of surface warming // Journal Hydrometeorology. 2004. N 5. P. 1117–1130.
- 130. Davi N.K., Jacoby G.C., Wiles G.C. Boreal temperature variability inferred from maximum latewood density and tree-ring width data, Wrangell Mountain region, Alaska // Quaternary Research. 2003. V. 60. P. 252–262.
- Davi N.K., Jacoby G.C., Curtis A.E., Baatarbileg N. Extension of drought records for central Asia using tree rings: West-central Mongolia // Journal of Climate. 2006. V. 19. P. 288–299.
- 132. Davi N. J., Fang G., K Li J., D'Arrigo R., Baatarbileg B. Reconstructed drought across Mongolia based on a large-scale tree-ring network:1520–1993 // Journal of Geophysical Research. 2010. V. 115. P. 115–118.
- Deer Z. Synoptic-climatic studies of dust fall in China since historic times // Scientia Sinica (Series B). 1984. V. 27. P. 825–836.
- Dettinger M.D., Cayan D.R. Large-scale atmospheric forcing of recent trends toward early snowmelt runoff in California // Journal of Climate. 1995. V. 8. P. 606–623.
- 135. *Diaz H.F., Bradley R.S.* Temperature variations during the last century at high elevation sites // Climatic Change. 1997. V. 36. P. 253–279.
- 136. Diaz S.C., Touchan R., Swetnam T.W. A tree-ring reconstruction of past precipitation for Baja California Sur, Mexico // International Journal of Climatology. 2001. N 2. P. 1007–1019.
- Diaz H., Eischeid J. Disappearing 'alpine tundra', Köppen climatic type in the western United States // Geophysical Research Letters. 2007. V. 34. L18707.
- 138. *Dyurgerov M. B., Popovnin V.V.* Reconstruction of mass balance, spatial position, and liquid discharge of Dzhankuat glacier since the second half of the

19th century // Data of glaciological studies. V. 40. Rotterdam, A.A. Balkema; New Delhi, Oxonian Press Pvt. Ltd, 1988. P. 111–126. (Russian Translations Series 67).

- 139. Dyurgerov M., Meier M. Glaciers and the Changing Earth System: A 2004 Snapshot. Institute of Arctic and Alpine Research // Occasional Paper. 2005. V. 58. 116 p.
- 140. Esper J., Treydte K., Gartner H., Neuwirth B. A tree ring reconstruction of climatic extreme years sinse 1427 AD for Western Central Asia // Paleobotanist. 2001. V. 50 (1). P. 141–152.
- Esper J., Cook E.R., Schweingruber F.H. (a) Low-frequency signals in long treering chronologies for reconstructing past temperature variability // Science. 2002. V. 295. P. 2250–22531.
- 142. Esper J., Schweingruber F.H., Winiger M. (b) 1300 years of climatic history for Western Central Asia // The Holocene. 2002. V. 12, N 3. P. 267–277.
- 143. Esper J., Cook E.R., Krusic P.J., Peters K., Schweingruer F.H. Tests of the RSC method for preserving low-frequency variability in long tree-ring chronologies // Tree-ring research. 2003a. V. 59. P. 81–98.
- 144. Esper J., Shiyatov S.G., Mazepa V.S., Wilson R.J.S., Graybill D.A., Funkhouser G. Temperature-sensitive Tien Shan tree ring chronologies show multi-centennial growth trends // Climate Dynamics. 2003b. V. 21. P. 699–706.
- 145. Esper J., Frank D.C., Wilson R., Büntgen U., Treydte K. Uniform growth trends among central Asian low- and high-elevation juniper tree sites // Trees. 2007. V. 21. P. 141–150.
- 146. Esper J., Frank D.C. Divergence pitfalls in tree-ring research // Climatic Change. 2009. V. 94. P. 261–266.
- 147. Esper J., Frank D.C., Timonen M., Zorita E., Wilson R.J.S., Luterbacher J., Holzkämper S., Fischer N., Wagner S., Nievergelt D., Verstege A., Büntgen U. Orbital forcing of tree-ring data // Nature Climate Change. 2012. doi: 10–1038/ NCLIMATE1589.
- 148. Fan M.J., Yuan Y.J., Wei W.S., Yu S.L. Reconstruction of precipitation series from tree-rings at the northern slopes of south Tianshan Mountains of Yili prefecture // Arid Land Geography. 2007. V. 30(2) P. 260–273 (in Chinese).
- 149. Fang K., Gou X., Chen F., Li J., D'Arrigo R., Cook E., Yang T., Davi N. Reconstructed droughts for the southeastern Tibetan Plateau over the past 568 years and its linkages to the Pacific and Atlantic Ocean climate variability // Climate Dynamic. 2010. V. 35. P. 577–585.
- Frank D.C., Esper J. Characterization and climate response patterns of a high elevation, multi species tree-ring network for the European Alps // Dendrochronologia. 2005. V. 22. P. 107–121.
- 151. Fritts H.C. Tree rings and climate. London: Acad. Press, 1976. 567 p.
- 152. Fritts H.C., Guiot J., Gordon G.A., Schweingruber F.H. Methods of Calibration, Verification, and Reconstruction. // Cook E.R., Kairiukstis L.A. (eds.) Methods of Dendrochronology, Applications in the Environmental Sciences. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 1990. P. 163–217.

- 153. Gagen M., McCarroll D., Edouard J.L. Combining ring width, density and stable carbon isotope proxies to enhance the climate signal in tree-rings: An example from the southern french alps // Climatic Change. 2006. V. 78. P. 363–379.
- 154. Giralt S., Riera S., Leroy S., Buchaca T., Klerkx J., De Batist M., Beck C., Bobrov V., Brennwald M., Catalan J., Gavshin V., Julià R., Kalugin I., Kipfer R., Lombardi S., Matychenkov V., Peeters F., Podsetchine V., Romanovsky V.V., Sukhorukov F., Voltattorni N. 1,000-years of environmental history of Lake Issyk-Kul // J.C.J. Nihoul, P.O. Zavialov, P.P. Micklin (eds). Dying and Dead Seas: Climatic Versus Anthropic Causes. Kluwer Academic Publishers. NATO ASI SERIES, IV, Earth and Environmental Sciences, 2004. Vol. 36. P. 228–253.
- 155. Glacier Mass Balance Bulletin (MBB). IAHS (ICSI) UNEP UNESCO, Zurich. 1991–2011. N 1–11.
- 156. Grace J. Plant response to wind. London: Academic Press, 1977. 204 p.
- 157. Graybill D.A., Shiyatov S.G. Burmistrov V.F. Recent dendrochronologica 1 investigations in Kirghizia, USSR // Bartholin T.S., Berglund B.E., Eckstein D., Schweingruber F.H., (eds). Tree ringsand environment. Lundqua report. 1992. V. 34. P. 123–127.
- Grinsted A., Moore J., Jevrejeva S. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series // Nonlinear Processes in Geophysics. 2004. V. 11. P. 561–566.
- 159. *Grissino-Mayer H.D.* A manual and tutorial for the proper use of an increment borer // Tree-Ring Research. 2003. V. 59. P. 63–79.
- 160. *Grove J.M.* The Little Ice Age. Routledge, 1988. London and New York, 1988, 498 p.
- Hantemirov R.M., Shiyatov S.G. A continuous-multimillennial ring-width chronology in Yamal, Northwestern Siberia // The Holocene. 2004. V. 12. P. 717–726.
- 162. Holmes R.L. Computer-assisted quality control in tree ring dating and measurments // Tree-ring Bulletin. 1983. V. 44. P. 69–75.
- 163. Holmes R.L., Adams R.K., Fritts H.C. Users Manual for Program ARSTAN, in Tree-Ring Chronologies of Western North America: California, Eastern Oregon and northern Great Basin by Laboratory of TreeRingResearch. The University of Arizona. 1986. P. 50–65.
- 164. Holmes R.L. The Dendrochronology Program Library // International Tree-Ring Data Bank Program Library User's Manual / H.D. Grissino-Mayer (eds.); Laboratory of Tree-Ring Research. Tucson: Univ. of Arizona, 1994. P. 40–74.
- 165. http://climexp.knmi.nl
- 166. http://ion.researchsystems.com/IONScript/wavelet/
- 167. http://ltrr.arizona.edu/
- 168. http://www.eabr.org
- 169. http://www.web.utk.edu/~grissino/software.htm
- 170. http://www.ncdc.noaa.gov/gcag/gcag.html
- 171. http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/pubs/ipcc2007/fig614.html
- 172. http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/treering.html

- 173. http://www.oeschger.unibe.ch/research/projects/holocene_atlas/hoclat.pdf
- 174. http://www.pages-igbp.org
- 175. http://www.wsl.ch
- 176. http://www.geo.uzh.ch/microsite/wgms/
- 177. http://www.paleoglaciology.org
- 178. *Hughes M.K., Vaganov E.A., Shiatov S.G., Touchan R., Funkhouser G.* Twentieth-century summer warmth in northern Yakutia in a 600-year context // The Holocene. 1999. V. 9. P. 629–634.
- 179. Hughes M.K. An improved reconstruction of summer temperature at Srinagar, Kashmir since 1660 AD, based on tree-ring width and maximum latewood density of Abies pindrow [Royle] Spach // Palaeobotanist. 2001a. V. 50. P. 13–19.
- 180. Hughes M.K., Kuniholm P.I., Eischeid J.K., Grafin G.G., Griggs C.B., Latini C. Aegean tree-ring signature years explained // Tree-Ring Research. 2001b. N 57. P. 67–73.
- 181. Intergovernmental Panel on Climate Change (2007) 'Climate Change 2007 the Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 2007' / Eds. S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor, H.L. Miller. Cambridge University Press: Cambridge, UK, and New York, 2007. 996 p.
- 182. Jacoby G.C., D'Arrigo R.D., Davaajamts Ts. Mongolian tree rings and 20thcentury warming // Science. 1996. V. 273. P. 771–773.
- 183. Jansson P., Linderholm H.W. Assessment of combined glacier and tree-ring studies to constrain latitudinal climate forcing of Scandinavian glacier mass balances // Annals of Glaciology. 2006. V. 42. P. 303–310.
- 184. Jensen W. B. The Origin of the Soxhlet Extractor // Journal of Chemical Education. 2007. V. 84. P. 1913–1914.
- 185. Jones P.D., Bradley R.S. Climatic variations in the longest instrumental records // Climate Since A.D. 1500 / ed. by R.S. Bradley and P.D. Jones. Routledge; N. Y., 1992. P. 246–268.
- 186. Jones P.D., New M., Parker D.E., Martin S., Rigor I.G. Surfeca air temperatures and its changes over the past 150 years // Reviews of Geophysics. 1999. V. 37. P. 173–199.
- Jones P.D., Briffa K.R., Schweingruber F.H. Tree-ring evidence of the widespread effects of explosive volcanic eruptions // Geophysical Research Letters. 1995. V. 22. P. 1333–1336.
- 188. *Kalnay E., et al.* The NCEP/NCAR Reanalysis 40-year Project // Bulletin of the American Meteorological Society. 1996. V. 77. P. 437–471.
- 189. Kirdyanov A.V., Vaganov E.A., Hudges M.K. Separating the climatic signal from tree-ring width and maximum latewood density records // Trees. 2007. V. 21. P. 37–44.
- 190. Kirdyanov A.V., Treydte K.S., Nikolaev A., Helle G., Schleser G.H. Climate signals in tree-ring width, density and δ13C from larches in Eastern Siberia (Russia) // Chemical Geology. 2008. V. 252. P. 31–41.

- 191. *Körner C*. A re-assessment of high elevation treeline positions and their explanation // Oecologia. 1998. V. 115. P. 445–449.
- 192. Kuzmichenok V.A. Monitoring of water, snow and glacial resources of Kyrgyzstan // Regional Workshop on Assessment of Snow-Glacial and Water Resources in Asia. (Almaty, Kazakhstan, 28–30 November 2006). Almaty, 2006. P. 125–143.
- 193. LaMarche Jr.V.C., Hirschboeck K.K. Frost rings in trees as records of major volcanic eruptions // Nature. 1984. V. 307. P. 121–128.
- 194. Larocque S.J., Smith D.J. "Little Ice Age" proxy glacier mass balance records reconstructed from tree rings in the Mt Waddington area, British Columbia Coast Mountains, Canada // The Holocene. 2005. V. 15. P. 748–757.
- 195. Leonelli G., Pelfini M., D'Arrigo R., Haeberli W., Cherubini P. Non-stationary Responses of Tree-Ring Chronologies and Glacier Mass Balance to Climate in the European Alps // Arctic, Antarctic, and Alpine Research. 2011. V. 43. P. 56–65.
- 196. Lewis D., Smith D.J. Dendrochronological mass balance reconstruction, Strathcona Provincial Park, Vancouver Island, British Columbia, Canada // Arctic, Antarctic, and Alpine Research. 2004. V. 36. P. 598–606.
- 197. Liu X., Cheng Z., Yan L., Yin Z. Elevation dependency of recent and future minimum surface air temperature trends in the Tibetan Plateau and its surroundings // Global and Planetary Change. 2009. V. 68. P. 164–174.
- 198. Linderholm H.W., Jansson P. Reconstructing the Storglaciären mass balance record back to AD 1500 on inter annual to decadal timescales using winter NAO and tree-ring data // Annals of Glaciology. 2007. V. 46. P. 261–267.
- 199. Linderholm H.W., Gunnarson B.E., Liu Y. Comparing Scots pine tree-ring proxies and detrending methods among sites in Jämtland, west-central Scandinavia // Dendrochronologia. 2010. V. 28. P. 239–249.
- 200. *Liu X., Chen B.* Climatic warming in the Tibetan Plateau during recent decades // International Journal of Climatology. 2000. V. 20. P. 1729–1742.
- 201. *Lu A., Kang S., Li Z., Theakstone W.* Altitude effects of climatic variation on Tibetan Plateau and its vicinities // Journal of Earth Science. 2010. V. 21. P. 189–198.
- 202. Luckman B.H. Glacier fluctuations and tree-ring records for the last millenniumin the Canadian Rockies // Quaternary Science Reviews. 1993. V. 12. P. 441–450.
- 203. Déchy M. von. Kaukasus Reisen und Forschungen im kaukasischen Hochgebirge: Bänd 1. Berlin, 1905. 348 p.
- 204. Malyshev L. Levels of the upper forest boundary in nothern Asia // Vegetation. 1993. V. 109. P. 175–186.
- 205. *Mann M.E., Lees J.M.* Robust estimation of background noise and signal detection in climatic time series // Climatic Change. 1996. V. 33. P. 409–445.
- 206. Mann M.E., Bradley R.S., Hughes M.K. Northern hemisphere temperatures during the past millennium: inferences, uncertainties, limitations // Geophysical Research Letters. 1999. V. 26. P. 759–762.
- 207. Mann M. E., Zhang Z., Hughes M. K., Bradley R. S., Miller S. K., Rutherford S., Ni F. Proxy-based reconstructions of hemispheric and global surface tempera-

ture variations over the past two millennia // Proc. Nat. Acad. Sci. U.S.A. 2008. V. 105, (36). doi:10.1073/pnas.0805721105.

- Matthews J.A. Glacier and climatic fluctuations inferred from tree-growth variations over the last 250 years, central southern Norway // Boreas. 1977. V. 6. P. 1–24.
- 209. McCarroll D., Pettigrew E., Luckman A., Guibal F., Edouard J.L. Blue reflectance provides a surrogate for latewood density of high-latitude pine treerings // Arctic, Antarctic, and Alpine Research. 2002. V. 34. P. 450–453.
- McCarroll D., Loader N.J. Stable isotopes in tree rings // Quaternary Science Review. 2004. V. 23. P. 771–801.
- McDonald G.M., Kremenetski K.V., Smith L.C., Hidalgo H.G. Recent Eurasian river discharge to the Arctic Ocean in the context of longer-term dendrohydrological records // Journal of Geophysical Research. 2007. Vol. 112. G04S50. P. 1–10. doi:10.1029/2006JG000333.
- Meko D.M., Graybill D.A. Tree-ring reconstruction of Upper Gila River discharge // Water Resources Bulletin. 1995. N 31. P. 605–616.
- Melvin T. M., Briffa K.R., Nicolussi K., Grabner M. Time-varying-response smoothing // Dendrochronologia. 2007. V. 25. P. 65–69.
- 214. Moberg A., Sonechkin D.M., Holmgren K., Datsenko N.M., Karlen W. Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low- and high-resolution proxy data // Nature. 2005. V. 433, P. 613–617.
- Myglan V. S., Vaganov E.A., Oidupaa O.C., Kirdyanov A.V. 1929-year tree-ring chronology for the Altay-Sayan region (Western Tuva) // Archaeology, Ethnology and Anthropology of Eurasia. 2008. V. 36. P. 25–31.
- 216. Neumann J., Lindgren S. Great histiorical events that were significantly affected by the weather. Part IV: The great famines in Finland and Estonia, 1695– 1697 // Bulletin of the American Meteorological Society. 1979. P. 60.
- Nicolussi K., Patzelt G. Discovery of Early Holocene wood and peat on the forefield of the Pasterze Glacier, Eastern Alps, Austria // The Holocene. 2000. V. 10. P. 191–199.
- 218. Oerlemans J. Extracting a climate signal from 169 glacier records // Science. 2005. V. 308. P. 675–677.
- Orvis K.H., Grissino-Mayer H.D. Standardizing the reporting of abrasive papers used to surface tree-ring samples // Tree-Ring Research. 2002. V. 58. P. 47–50.
- 220. Panyushkina I.P., Ovtchinnikov D.V., Adamenko M.F. Mixed response o decadal variability in larch tree-ring chronologies from upper tree-lines of the Russian Altai // Tree-Ring Research. 2005. V. 61 (1). P. 33–42.
- 221. Parker D.E., Wilson H., Jones P.D., Christy J.R., Folland C.K. The impact of Pinatubo on world-wide temperatures // International Journal of Climatology. 1996. V. 16. P. 487–497.
- 222. Pederson G.T., Graumlich L.J., Fagre D.B., Kipfer T., Muhlfeld C.C. A century of climate and ecosystem change in Western Montana: what do temperature trends portend? // Climatic Change. 2010. V. 98. P. 133–154.
- 223. Pepin N., Losleben M. Climate change in the Colorado Rocky Mountains: free air versus surface temperature trends // International Journal of Climatology. 2002. V. 22. P. 311–329.

- 224. *Pepin N., Lundquist J.* Temperature trends at high elevations: patterns across the globe // Geophysical Research Letters. 2008. V. 35, N 14. L14701.
- 225. Polge H. New investigations on wood by densitometric analysis of radiographs // Joyce Loebl Review. 1966. V. 2. P. 9–14.
- 226. Popa I. Long-term summer temperature reconstruction inferred from treering records from the Eastern Carpathians // Climate Dynamics. 2009. V. 32. P. 1107–1117.
- 227. Rangwala I., Miller J., Xu M. Warming in the Tibetan Plateau: possible influences of the changes in surface water vapor // Geophysical Research Letters. 2009. V. 36. L06703.
- 228. Rangwala I., Barsugli J., Cozzetto K., Neff J., Prairie J. Mid-21st century projections in temperature extremes in the southern Colorado Rocky Mountains from regional climate models // Climate Dynamics. 2012. doi:10.1007/s00382-011–1282-z.
- 229. *Rinn F.* Tsap version 3.5 Reference Manual. Computer program for tree-ring analysis and presentation. Heidelberg, Germany: Frank Rinn, 1996. 264 p.
- Robock A. Volcanic eruptions and climate // Reviews Geophysics. 2000. N 38. P. 191–219.
- Sang W., Wang Y., Su H., Lu Zh. Response of tree ring width to rainfall gradient along the Tianshan Mountains of northwestern China // Chinese Science Bulletin. 2007. Vol. 1 (52). P. 2954–2962.
- 232. *Schweingruber F.H.* Tree rings: basics and applications of dendrochronology. Dordrecht, Holland, 1988. 276 p.
- 233. Saunders S., Montgomery C.H., Easley T., Spencer T. Organization RMC, Council, N.R.D. Hotter and drier: the West's changed climate // Rocky Mountain Climate Organization. 2008. P. 54.
- 234. Sheppard P.R., Graumlich L.J., Conkey L.E. Reflected-light image analysis of conifer tree rings for reconstructing climate // The Holocene. 1996. V. 6. P. 62–68.
- 235. Solomina O., Davi N., D'Arrig R., Jacoby G. Tree-ring reconstruction of Crimean drought and lake chronology correction // Geophysical Research Letters. 2005. V. 32. L20819 doi:10.1029/2005GL023335.
- 236. *Stockton C.W.* Climatic, hydrologic and water supply inferences from tree rings // Civil Engineering Practice. 1990. V.1, N 5. P. 37–52.
- 237. *Stokes M.A., Smiley T.L.* An introduction to tree-ring dating. Tucson: The University of Arizona Press, 1968. 73 p.
- 238. *Telewski F. W., Jacoby G.C.* Current status of x-ray densitometry // G.C. Jacoby, Jr. and J.W. Hornbeck, compilers, Proceedings of the International Symposium on Ecological Aspects of Tree-Ring Analysis Tarrytown, N. Y.: U.S. Department of Energy, Publication CONF, 1987. P. 630–646.
- 239. *Torrence C., Compo G.P.* A practical guide to wavelet analysis // Bull. Amer. Met. Soc. 1998. V. 79, P. 61–78.
- 240. *Tranquillini W.* Physiological ecology of the alpine timberline. Berlin: Springer-Verlag, 1979. 137 p.

- Vaganov E., Hughes M., Kirdyanov A., Schweingruber F., Silkin P. Influence of snowfall and melt timing on tree growth in Subarctic Eurasia // Nature. 1999. V. 400. P. 149–151.
- 242. Vaganov E.A., Hughes M.K., Shashkin A.V. Growth Dynamics of Conifer Tree Rings. Images of Past and Future Environments. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 2005, 343 p.
- Vuille M., Bradley R. Mean annual temperature trends and their vertical structure in the tropical Andes // Geophysical Reserch Letters. 2000. V. 27. P. 3885– 3888.
- 244. Wang T., Ren H., Ma K. Climatic signals in tree ring of Picea schrenkiana along an altitudinal gradient in the central Tianshan Mountains, northwestern China // Trees. 2005. Vol. 19. P. 735–741.
- 245. Wang X., Zhang Q.-B., Ma K., Xiao Sh. A tree-ring record of 500-year dry-wet changes in northern Tibet, China // The Holocene. 2008. Vol. 18 (4). P. 579–588.
- 246. Wanner H., Solomina O., Grosjean M., Ritz S.P., Jetel M. Structure and origin of Holocene cold events // Quaternary Science Reviews. 2011. V. 30. N 21–22. P. 3109–3123 doi:10.1016/j.quascirev.2011.07.010
- 247. *Warren W. G.* On removing the growth trend from dendrochronological data // Tree-Ring Bulletin. 1980. V. 40. P. 35–44.
- Watson E., Luckman B.H. Tree-ring based estimates of Peyto Glacier mass balance for the last three centuries // Quaternary Research. 2003. V. 62. P. 9–18.
- 249. *Whitaker, J.S., Hamill T.M.* Ensemble Data Assimilation without Perturbed Observations // Mon. Wea. Rev. 2002. V. 130. P. 1913–1924.
- 250. Wigley T. M. L., Briffa K.R., Jones P.D. On the average value of correlated time series, with applications in dendroclimatology and hydrometeorology // Journal of Climate and Applied Meteorology. 1984. V. 23. P. 201–213.
- Wiles G.C., D'Arrigo R.D., Villalba R., Calkin P.E., Barclay D.J. Century-scale solar variability and Alaskan temperature change over the past millennium // Geophysical Research Letters. 2004. V. 31. L15203, doi: 10.1029/200GL020050.
- 252. Wilson R., D'Arrigo R., Buckley B., Büntgen U., Esper J., Frank D., Luckman B., Payette S., Vose R., Youngblut D. A matter of divergence: Tracking recent warming at hemispheric scales using tree ring data // Geophysical Research. 2007. V. 12. P. 1–17.
- 253. WMO. Calculation of Monthly and Annual 30-year Standard Normals, WCDP-No. 10, WMO-TD/No. 341. World Meteorological Organization, Geneva, 1989. 14p.
- 254. Wood L.J., Smith D.J., Demuth M.N. Extending the place glacier mass-balance record to AD 1585, using tree rings and wood density // Quaternary Research. 2011. V. 76 (3). P. 305–313.
- 255. *Woodhouse C.A.* A paleo perspective on hydroclimatic variability in the western United States // Aquatic Sciences. 2004. V. 66. P. 346–356.
- 256. Xoplaki E., Luterbacher J., Paeth H., Dietrich D., Steiner N., Grosjean M., Wanner H. European spring and autumn temperature variability and change of extremes over the last half millennium // Geophysical Research Letters. 2005. V. 32. P. 15713.

- 257. Yu S.L., Yuan Y.J., Wei W.S., Shang H.M., Zhang T.W., Tong Z., Du M. Response of tree-ring to climate change and temperature reconstruction in west of Tianshan Mountains north slope // Journal of Desert Research. 2008. V. 28 (5). P. 828–832 (in Chinese).
- 258. Yuan Y.J., Li J.F. Reconstruction and analysis of 450 years winter temperature series in the Urumqi River source of Tianshan mountain // Journal of Glaciology and Geocryology. 1999. V. 21 (1). P. 64–70 (in Chinese).
- 259. Yuan Y.J., Ye W., Dong G.R. Reconstruction and discussion of 314 a precipitation in Yili prefecture, western Tianshan mountains // Journal of Glaciology and Geocryology. 2000. V. 22 (2). P. 121–127 (in Chinese).
- 260. Yuan Y.J., Li J.F., Hu R.J., Liu C.H., Jiao K.Q., Li Z.Q. Reconstruction of precipitation in the recent 350 a from tree-rings in the middle Tianshan mountains // Journal of Glaciology and Geocryology. 2001. V. 23 (1). P. 34–40 (in Chinese).
- 261. Yuan Yu., Shao X., Wei W., Yu Sh., Gong Yu., Trouet V. The potential to reconstruct Manasi river streamflow in the northern Tienshan mountains (n.-w. China) // Tree-ring research. 2007. V. 63 (2). P. 81–93.
- 262. Yuan Y.J., Esper J., Wei W.S., Nievergelt D., Yu S.L., Zhang R.B. (b) Development, correlation and climate signal analysis of three spruce chronologies of tree-ring maximum density from upper tree line in the western Tianshan Mountains of Xinjiang // Arid Land Geography. 2008. V. 31 (4). P. 560–566 (in Chinese).
- 263. Zhang Z.H., Wu X.D., Li J. Utilizing tree ring chronologies to reconstruct 300 year drought days in eastern Tianshan Mountains // Quarterly Journal of Applied Meteorology. 1996. V. 7 (1). P. 53–60 (in Chinese).
- 264. Zielinski G.A., Mayewski P.A., Meeker L.D., Whitlow S., Twickler M.S., Morrison M., Meese D.A., Gow A.J., Alley R.B. Record of Volcanism Since 7000 B.C. from the GISP2 Greenland Ice Core and Implications for the Volcano-Climate System // Science. 1994. V. 13. N 264 (5161). P. 948–952.

СПИСОК РИСУНКОВ

- Рис. 1.1. ППоложительные и отрицательные аномалии температуры (красные и синие пунсоны соответственно) и осадков (зеленые и коричневые треугольники соответственно) для среднего за столетия (а) 1650–1750 и (б) 1750–1850 гг. (Wanner et al., 2011).
- Рис. 2.1.Поперечный срез хвойного дерева, где показаны годовое кольцо светлая часть кольца ранняя древесина; тёмная часть кольца поздняя древесина (рис. из монографии Шиятов и др., 2000).
- Рис. 2.2. Сравнение профилей по максимальной плотности колец: до (а) и после (б) удаления смолы.
- Рис. 3.1. Район работ. Места отбора образцов на дендрохронологической анализ, использованные метеостанции и положение озер Сакского и Чокрак.
- Рис. 3.2 Ход температуры воздуха по сезонам (гмс Ялта). DJF декабрь, январь февраль, МАМ март, апрель, май, JJA июнь, июль, август, SON сентябрь, октябрь, ноябрь.
- Рис. 3.3. Сумма осадков по сезонам (гмс Ай-Петри). Обозначения сезонов см. рис. 3.2.
- Рис. 3.4. Годовая сумма осадков по данным метеорологических наблюдений в Симферополе (данные любезно предоставлены В.В. Поповой).
- Рис. 3.5. Дуб в районе пос. Соколиное (а) и сосновый лес на склоне Ай-Петри (б), где проводился отбор образцов на дендрохронологический анализ.
- Рис. 3.6. Стандартные хронологии ширины колец для дуба в районе Соколиного (SOK) и Чуфут-Кале (СК).
- Рис. 3.7. Хронология ширины годичных колец сосны в районе Ай-Петри (А) и количество вошедших в неё образцов (В).
- Рис. 3.8. Функция отклика (а температура, б осадки) ширины колец сосны (район Ай-Перти). На горизонтальной оси — первые буквы названий месяцев. (Ј — январь, F — февраль и т. д.). Статистически значимые коэффициенты корреляции выделены пунсонами.
- Рис. 3.9. а график связи ширины колец сосны (Ай-Петри) и осадков апреля—июля; б измеренные на метеостанции Ай-Петри (черная линия) и реконструированные по ширине колец сосны (серая линия) осадки с апреля по июль.

- Рис. 3.10. Реконструкция осадков апреля-июля и ее сравнение с осадками за тот же период, измеренными на гмс Ай-Петри.
- Рис. 3.11. Сравнение дендрохронологической реконструкции и толщины годовых слоев Сакского озера (а) и этих же рядов со сдвигом Сакской хронологии на 16 лет назад (б). Кривые сглажены 11-летним скользящим средним.
- Рис. 3.12. Временная изменчивость толщины слоев озер Чокрак и Сакского.
- Рис. 3.13. Увлажненность в Крыму по данным дендрохронологической и лимнологической реконструкций.
- Рис. 3.14. Положительные и отрицательные аномалии температуры (красные и синие пунсоны, соответственно) и осадков (зеленые и коричневые треугольники, соответственно) для столетия 1050–1150 гг. (Wanner et al., 2011; http://www.oeschger.unibe.ch/research/projects/holocene_atlas/ hoclat.pdf). Звёздочкой показана положительная аномалия осадков в Крыму.
- Рис.4.1. Карта района работ на Кавказе. Цифрами показаны: 1 Тебердинский заповедник, 2 — национальный парк Приэльбрусье. Латинскими буквами обозначены названия древесно-кольцевых хронологий.
- Рис.4.2. Ход среднемноголетних температур и осадков по месяцам для гмс Северный Клухор.
- Рис. 4.3. Ход среднемноголетних температур и осадков по месяцам для гмс Теберда.
- Рис. 4.4. Ход среднемноголетних температур и осадков по месяцам для гмс Терскол.
- Рис. 4.5. Аномалии среднемесячной температуры лета, рассчитанные относительно климатической нормы 1961—1990 гг., для гмс Северный Клухор, Теберда и Терскол.
- Рис. 4.6. Продолжительность древесно-кольцевых серий пихты во времени.
- Рис. 4.7. Хронологии ширины (КҮZ, КНТР, CHS, GAR, KV, BAZ, TERS) и плотности (MaxD) годичных колец сосны, ширины годичных колец пихты (ALI) и количество используемых образцов.
- Рис. 4.8. Стандартная хронология максимальной плотности колец (MaxD, сплошная линия) и количество вошедших в неё образцов (пунктирная линия). Справа от вертикальной линии — часть хронологии, в которой значение индекса EPS >0,85.
- Рис. 4.9. Результат кластерного анализа хронологий по ширине годичных колец сосны и пихты на Кавказе.
- Рис. 4.10. Поля распределения корреляционных связей между локальными хронологиями в проекции двух главных компонент за общий период 1738–2002 гг.
- Рис. 4.11. Сосны на верхней границе леса в долинах рек Кизгич (а) и Теберда (б).
- Рис. 4.12. Сравнение хронологий сосны по ширине (чёрная линия) и максимальной плотности колец (серая линия). На графике указана корреляция между хронологиями и её значимость.

- Рис. 4.13. Сводная хронология ширины годичных колец сосны и 7-летняя скользящая средняя. На графике выделены годы с аномальным (больше 2-х стандартных отклонений) приростом.
- Рис. 4.14. Непрерывное вэйвлет-преобразование стандартных хронологий. Чёрные границы обозначают области, значимые с вероятностью более 90% на фоне красного шума.
- Рис. 4.15. Пространственная корреляция индексов хронологии максимальной плотности сосны MaxD со среднемесячными температурами воздуха апреля–сентября данных реанализа NCEP/NCAR (1948–2005 г.; *p* < 0,01).
- Рис. 4.16. Коэффициенты корреляции анализ между хронологией максимальной плотности сосны и среднемесячными температурами воздуха гмс Северный Клухор. Выше горизонтальной линии — статистически значимые коэффициенты корреляции.
- Рис. 4.17. Связь между хронологией максимальной плотности сосны и осреднёнными температурами вегетационного периода (апрель-сентябрь) на гмс Северный Клухор. На графике указаны уравнение регрессии, коэффициенты корреляции, детерминации и их значимость.
- Рис. 4.18. Сравнение хода инструментальных (сплошная линия) и реконструированных (пунктирная линия) среднемесячных температур воздуха апреля-сентября на гмс Северный Клухор.
- Рис. 4.19. Сравнение реконструированных данных: красная линия построена для периода 1956—1980; синяя для 1981—2005 и зелёная для всего 1956—2005 гг.
- Рис. 4.20. Аномалии температур апреля-сентября, рассчитанные относительно климатической нормы 1961–1990 гг., полученные по максимальной плотности годичных колец сосны (чёрная линия; левая ось ординат), по инструментальным данным гмс Северный Клухор (серая пунктирная линия; левая ось ординат), и по инструментальным данным гмс Пятигорск (серая линия; правая ось ординат). Ряды восстановленных и инструментальных температур гмс Пятигорск сглажены 7-летним скользящим средним. Коэффициент корреляции рассчитан между несглаженными рядами среднемесячных температур апреля-сентября по инструментальным данным гмс Пятигорск и восстановленным по дендрохронологии и указан на графике.
- Рис. 4.21. Реконструкции стока реки Теберды и их спектральные характеристики. а значения стока по (1) инструментальным данным, (2) реконструкция по данным дендрохронологии; б вейвлет-когеренция реконструированного и инструментального стока за 1927–2002 гг., черные границы обозначают области, значимые с вероятностью более 95% на фоне красного шума; в скользящие тренды реконструированного стока (движущееся окно в 76 лет) за 1850–2002 гг., год соответствует первому году в окне, пунктирными линиями обозначены границы значимости на уровне 95%. г непрерывное вейвлет-преобразование реконструированного стока.

- Рис. 4.22. Изменчивость аккумуляции (чёрная линия), абляции (серая линия) и баланса массы (пунктирная чёрная линия) ледника Гарабаши.
- Рис. 4.23. Изменчивость аккумуляции (чёрная линия), абляции (серая линия) и баланса массы (чёрная пунктирная линия) ледника Джанкуат. Статистически значимый линейный тренд показан для ряда аккумуляции. На графике показаны уравнение тренда и коэффициенты корреляции.
- Рис. 4.24. Кумулятивные кривые колебаний баланса массы ледников Гарабаши (чёрная линия) и Джанкуат (серая линия).
- Рис. 4.25. Ход среднелетней (июнь-август) температуры воздуха по гмс Терскол (1951–2005).
- Рис. 4.26. Сравнение реконструкций рядов абляции, полученной на основе косвенной связи с метеорологическими рядами (чёрная линия; Дюргеров, Поповнин, 1981) и по дендрохронологическим данными (серая линия). На графике указаны коэффициенты корреляции, детерминации при *p*<0,05.
- Рис. 4.27. Ход абляции ледника Гарабаши, восстановленный по метеорологическим данным Рототаевой и др. (2000) (чёрная линия) и по дендрохронологическим данным (серая линия). Жирные линии — 5-летние сглаженные средние.
- Рис. 4.28. Сравнение хода инструментальных наблюдений за балансом массы ледника Гарабаши (серая линия) с балансом массы, реконструированным по дендрохронологии до (чёрная линия) и после (черная пунктирная линия) скользящего контроля.
- Рис. 4.29. Реконструкции баланса массы ледников по дендрохронологическим данным — Гарабаши (красная линия; настоящая работа), Хинтерайсфернер (голубая линия; Nicolussi and Patzelt, 1996) и по метеорологическим данным — Гарабаши (розовая линия; Рототаева и др., 2000), Джанкуат (зелёная линия; Дюргеров, Поповнин, 1981). Ряды нормированы и сглажены 7-летним скользящим средним.
- Рис. 4.30. Снижение индекса прироста сосны в сводной хронологии по ширине (а) и по максимальной плотности (б) годичных колец после извержения вулкана Тамбора в 1815 году.
- Рис. 4.31. Хронологии ширины годичных колец сосны на Кавказе и в Крыму, их 7-летние сглаженные средние и их взаимная корреляция несглаженных рядов, рассчитанная за общий период 1620–2002 гг. (*r*=0,19; *p* <0,05) и за промежутки по 50 лет. Пунктиром показан порог значимости коэффициентов корреляции.
- Рис.4.32. Хронологии ширины годичных колец тиса ягодного для Кахетии (чёрная линия) и сосны для Северного Кавказа (серая линия), сглаженные 11-летним скользящим средним. Корреляция рассчитана для 30-летнего окна с 15-летним перекрытием (чёрная пунктирная линия).
- Рис. 4.33. Сравнение реконструкций средних температур воздуха апрелясентября для Татр, июня-сентября для Альп, апреля-сентября для Кавказа. Все ряды сглажены 10-летним скользящим средним. Значение ко-

эффициентов корреляции и их статистическая значимость указаны на графике.

- Рис.4.34. Сравнение реконструкций средних температур воздуха апрелясентября для Кавказа (серая линия) и лета для Европы (чёрная линия); Хорlaki et al., 2005). Значения сглажены 7-летним скользящим средним.
- Рис. 5.1. Внутригодовое распределение стока (Q, м³/сек) по основному створу Нарына и среднего относительного вклада (P, %) месячных осадков в годовую сумму. Различными цветами показаны величины стока на трех основных гидропостах и бассейне Нарына. Штриховая заливка — относительный вклад измеренного количества осадков (Рисунок В.Г. Коновалова).
- Рис. 5.2. Доля площади, занятой елью в зависимости от средней годовой температуры воздуха Т (а), годовой суммы атмосферных осадков Р (б) и абсолютной высоты Н (в). Рисунок В.А.Кузьмиченка.
- Рис. 5.3. Сравнение дендрохронологических реконструкций температуры воздуха теплого периода для Тянь-Шаня.
- Рис. 5.4. Районы дендрохронологических исследований на Тянь-Шане. Зеленый маркер — районы наших работ, желтый маркер — исследования других авторов (пояснения в тексте).
- Рис. 5.5. Еловые леса на Тянь-Шане.
- Рис. 5.6. Карта расположения точек отбора образцов. Для площадок, отмеченных черным квадратом, имеется по две хронологии — одна по плотности и одна по ширине годичных колец. Названия вида KUNe/w обозначают, что здесь близко расположены несколько площадок, в данном случае площадки KUNE и KUNW.
- Рис. 5.7. Хронологии ширины колец ели по всем пробным площадям для верхней границы леса, включая хронологии Ф.Швейнгрубера. По вертикальной оси индексы меняются в диапазоне от 0 до 2.
- Рис. 5.8. Сводная хронология TSH UP для верхней границы леса (толстая линия — сглаженные по 11 лет значения) и её обеспеченность образцами.
- Рис. 5.9. Хронологии ширины колец ели для средней части леса. По вертикальной оси индексы меняются в диапазоне от 0 до 2.
- Рис. 5.10. Локальные хронологии для нижней границы леса. По вертикальной оси индексы меняются в диапазоне от 0 до 2.
- Рис. 5.11. Сводная хронология ширины годичных колец ели Шренка для нижней границы леса (толстая линия осредненные по 11 лет значения) и её обеспеченность образцами.
- Рис. 5.12. Хронологии максимальной плотности колец ели для площадок KAR, SK, SJ. По вертикальной оси индексы меняются в диапазоне от 0 до 2.
- Рис. 5.13. Сводная хронология плотности годичных колец Dmax для верхней границы леса (толстая линия осредненные по 11 лет значения) и её обеспеченность образцами.
- Рис. 5.14. Сравнение сводных хронологий по ширине годичных колец для нижней (TSH DOWN чёрная линия) и верхней границы леса (TSH UP серая линия) за общий период 1740–2005 гг.

- Рис. 5.15. Сравнение сводных хронологий для верхней границы леса по ширине годичных колец (TSH UP — чёрная линия) и максимальной плотности (Dmax — серая линия) за общий период 1650—1995 гг.
- Рис. 5.16. Сравнение сводных хронологий для верхней границы леса по ширине годичных колец (TSH DOWN — чёрная линия) и максимальной плотности (Dmax — серая линия) за общий период 1740–1995 гг.
- Рис. 5.17. Вейвлет-анализ сводных хронологий: (а) TSH UP, (б) TSH DOWN, (в) Dmax. Черные границы обозначают области, значимые с вероятностью более 95% на фоне красного шума.
- Рис. 5.18. Корреляция хронологий максимальной плотности с температурой (а) и осадками (б), измеренными на метеостанции Чон-Кызыл-су; корреляция хронологий нижней границы леса с температурой (в) и осадками (г), измеренными на метеостанциях Тамга и Новороссийка соответственно; корреляция хронологий верхней границы леса с температурой (д) и осадками (е), измеренными на метеостанции Чон-Кызыл-су. Статистически значимыми на 99% уровне являются значения коээфициентов корреляции выше 0,35.
- Рис. 5.19. Связь ширины годичных колец ели Шренка и метеопараметров (среднемесячной температуры воздуха апреля текущего, температуры и осадков июля-августа предыдущего года) с данными высокогорной метеостанции. Сравнение с данными высокогорной метеостанции Тянь-Шань (верхняя карта) и низкорасположенной метеостанции Рыбачье (нижняя карта).
- Рис. 5.20. Поля распределения корреляционных связей между локальными хронологиями в проекции двух главных компонент: (а) для верхней и нижней границ леса, (б) для нижней границы леса, (в) для верхней границы леса.
- Рис. 5.21. Карта вариаций нормированных величин приростов (отмечены изолиниями) на разных площадках в 1917 году (составлена А.А. Медведевым).
- Рис. 5.22. Корреляция объема стока р.Нарын (гидропост Кекирим) и ширины годичных колец ели Шренка. Цветом показаны коэффициенты корреляции для разного набора месяцев (6–8 — июнь-август и т. д.). Статистически значимыми на 99% уровне являются значения корреляции выше 0,35
- Рис. 5.23. Инструментальный (синия линия) и реконструированный (жёлтая линия) годовой сток р. Нарын для гп Кекирим.
- Рис. 5.24. Вейвлет-анализ реконструкции обема годового стока. Черные границы обозначают области, значимые с вероятностью более 95% на фоне красного шума.
- Рис. 5.25. Реконструкция средней температуры июня-августа по максимальной плотности годичных колец ели. а — температура июня-августа, измеренная на станции Чон-Кызыл-су (серая линия) и реконструированная по максимальной плотности годичных колец ели (чёрная линия); б — реконструированная температура июня-августа для 1650–1995 гг. и

реконструированные значения, сглаженные 11-летним скользящим средним.

- Рис. 5.26. Корреляция реконструированной летней температуры воздуха Центрального Тянь-Шаня и данных из сеточного температурного архива CRU TS3.1 за июнь-август за период 1901–1995 гг.
- Рис. 5.27. Вейвлет-анализ реконструкции температуры воздуха на Тянь-Шане. Черные границы обозначают области, значимые с вероятностью более 95% на фоне красного шума.
- Рис. 5.28. Сравнение реконструкций летней температуры воздуха на Тянь-Шане. Серая линия — по Соломиной и др., 2006, тёмно-серая линия — Wilson et al., 2007, чёрная линия — по Максимовой, 2012.
- Рис. 5.29. Сопоставление реконструкций летней температуры воздуха (серая линия) и объема годового стока (чёрная линия). Кривые сглажены 11-летним скользящим средним.
- Рис. 5.30. Реконструкция гидротермического коэффициента: а линейная регрессия и коэффициент корреляции гидротермического коэффициента и индексов ширины годичных колец сводной хронологии TSH DOWN; б — гидротермический коэффициент, рассчитанный по метеоданным и восстановленный по модели линейной регрессии по данным гмс Пржевальск за период инструментальных наблюдений (1886—1988 гг.), в — он же за весь реконструированный период; г — число образцов в сводной хронологии, положенной в основу реконструкции. 1 — инструментальный ряд; 2 — реконструкция.
- Рис. 5.31. Реконструкция (а) средней температуры и (б) суммы осадков июнясентября гмс Пржевальск по данным метеостанций Покровка (Кызылсу) и Чолпон-Ата.
- Рис. 5.32. Хронологии максимальной плотности годичных колец ели Шренка, полученная Ю.Юанем и др. (Yuan et al., 2008) для Восточного Тянь-Шаня (черная линия) и хронология Dmax для Центрального Тянь-Шаня (серая линия).
- Рис. 5.33. Реконструированная летняя температура воздуха для северозападной Монголии (D'Arrigo et al., 2000) и Центрального Тянь-Шаня. Значения нормированы. Жирной линией показаны 11-летние скользящие средние.
- Рис. 5.34. Нормированные реконструкции годового стока р.Манаси (черная линия) и р.Нарын (серая линия). Жирные кривые 11-летние скользящие средние.
- Рис. 5.35. Исторические данные о частоте пыльных бурь в Китае черная линия (Giralt et al., 2003) и реконструкция стока р.Нарын серая линия (сглаженная 30-летним скользящим средним).
- Рис. 5.36. Сравнение реконструкции индекса сухости для Тибета (Wang et al., 2008) (черная линия) и реконструированного стока р.Нарын (серая линия). Жирные кривые сглажены 11-летним скользящим средним.
- Рис. 5.37. Сравнение реконструкции индекса сухости для Тибета (Fang et al., 2010) чёрная линия и реконструированного объема годового

стока р. Нарын (серая линия). Кривые сглажены 11-летним скользящим средним.

- Рис. 6.1. Аномалии температур апреля-сентября северного полушария из базы данных HadCRU3v (а) и реконструированных по дендрохронологии, рассчитанные относительно климатической нормы 1961–1990 гг.
- Рис. 6.2. Сравнение полученной реконструкции температуры для Кавказа (серая линия) и среднегодовых температур северного полушария (чёрная линия, Moberg et al., 2005). Ряды сглажены 7-летним скользящим средним. На графике показаны коэффициент корреляции и его значимость.
- Рис. 6.3. Сравнение реконструкции температур воздуха апреля-сентября для Кавказа (серая линия) и среднегодовых температур воздуха Северного полушария (чёрная линия, правая ось — D'Arrigo et al., 2006, чёрная пунктирная линия, Wilson et al., 2007).
- Рис. 6.4. Сравнение температур северного полушария и глобальных с реконструкцией температуры за июнь-август на Тянь-Шане. Измеренная среднегодовая температура северного полушария за 1871–1997 гг. (чёрная пунктирная линия; Jones et al., 1999), температура северного полушария (серая линия; Briffa et al., 2001), наша реконструкция (чёрная линия; правая ось). Все значения — отклонения от среднего.
- Рис. 6.5. Ход летних температур в Центральной Европе за инструментальный период наблюдений (http://www.ncdc.noaa.gov/gcag/gcag.html)
- Рис. 6.6. Сравнение восстановленной температуры апреля-сентября на Северном Кавказе и вулканической активности Северного полушария.
- Рис. 6.7. Реконструкции летних температур на Кавказе и Тянь-Шане (отклонения за общий период 1800–1995 гг.)

Список таблиц

- Таблица 3.1. Колебания климата в Крыму по историческим данным (по Борисову, 1956).
- Таблица 3.2. Данные о хронологиях ширины колец дуба и сосны в Крыму.
- Таблица 3.3. Статистические характеристики калибровки и верификации модели реконструкции осадков апреля-июля для хронологии сосны (AjP) в районе Ай-Петри, Крым (в скобках значимость коэффициента корреляции).
- Таблица 4.1. Корреляция между среднемесячными температурами гмс Пятигорск и высокогорными станциями за общий период 1891–1997 гг. Все коэффициенты статистически значимые (p<0,01).
- Таблица 4.2. Значимость трендов хода средней годовой и месячной температуры за инструментальный период на гмс Северный Клухор, Теберда, Терскол. Жирным шрифтом выделены статистически значимые коэффициенты корреляции при p<0,05.
- Таблица. 4.3. Значимость трендов хода средней годовой и месячной суммы осадков за инструментальный период на гмс Северный Клухор, Теберда,

Терскол. Жирным шрифтом выделены статистически значимые коэффициенты корреляции при p<0,05.

- Таблица 4.4. Характеристика дендрохронологических образцов, отобранных на Кавказе в 2004–2009 гг.
- Таблица. 4.5. Использованные в работе метеорологические и гидрологические данные.
- Таблица 4.6. Статистические характеристики хронологий.
- Таблица. 4.7. Коэффициенты корреляции (г) индексов стандартных хронологий между площадками за общий период 1800–2002 (*N*=203).Значимые коэффициенты (на *p*<0,05) выделены жирным шрифтом.
- Таблица 4. 8. Факторные нагрузки (выделение: главные компоненты) хронологий сосны по ширине годичных колец. Значения факторов > 0,7 выделены жирным шрифтом.
- Таблица 4.9. Корреляционный анализ хронологий и среднемесячных температур высокогорных метеостанций за текущий год (I–X) и предшествующий приросту (IVp–XIIp). Статистически значимые коэффициенты (при р<0,05) выделены жирным шрифтом.
- Таблица. 4.10. Корреляционный анализ хронологий и среднемесячных осадков высокогорных метеостанций за текущий год (I–X) и предшествующий приросту (IVp–XIIp). Статистически значимые коэффициенты (при p<0,05) выделены жирным шрифтом.
- Таблица.4.11. Результаты верификации модели реконструкции температуры воздуха апреля-сентября по максимальной плотности колец сосны.
- Таблица 4.12. Коэффициенты корреляции между хронологиями по ширине и плотности колец с балансовыми составляющими ледников Джанкуат и Гарабаши. Статистически значимые коэффициенты (*p*<0.05) выделены жирным шрифтом.
- Таблица 5.1. Лесные экосистемы Кыргызстана (Колов и др., 2003).
- Таблица 5.2. Местоположение площадок отбора образцов на Тянь-Шане. В столбце «количество образцов» указаны только образцы, вошедшие в окончательные хронологии после перекрестного датирования.
- Таблица 5.3. Взаимная корреляция площадок по ширине годичных колец. Общий период 1895–1995 гг. Все значения выше 0,25, статистически значимы с 99% вероятностью.
- Таблица 5.4. Характеристики сводной хронологии для верхней границы леса TSH UP
- Таблица. 5.5. Коэффициенты корреляции хронологий ширины колец ели с нижней границы леса в Прииссыккулье (общий период 1895—2005 гг.). Все коэффициенты выше 0,25 значимы на 99% уровне вероятности.
- Таблица. 5.6. Характеристики сводной хронологии для нижней границы леса TSH DOWN.
- Таблица. 5.7. Корреляция хронологий максимальной плотности ширины колец. Статистически значимыми на 99 % уровне являются значения коэффициента корреляции выше 0,25. Общий период 1753–1995 гг.

- Таблица 5.8. Характеристики хронологий максимальной плотности ширины колец Dmax.
- Таблица. 5.9. Характеристики метеорологических станций, использованных для анализа.
- Таблица 5.10. Корреляция древесно-кольцевых хронологий ширины годичных колец с количеством осадков (а, в) и температурой воздуха (б, г) июляавгуста предыдущего года, измеренных на разных метеостанциях. В верхней таблице представлены площадки для верхней границы леса, в нижней — для нижней и средней. Статистически значимыми на 95% уровне являются значения корреляции выше 0,3 (отмечены жирным шрифтом).
- Таблица. 5.11. Корреляция среднемесячных значений температуры, измеренных на метеостанции Чон-Кызыл-су, с величиной максимальной плотности годичных колец для хронологий KAR, SK, SJ и Dmax. Статистически значимыми на 99% уровне являются значения корреляции выше 0,35 (выделены жирным шрифтом).
- Таблица. 5.12. Корреляция древесно-кольцевых хронологий со среднемесячным значением температуры апреля текущего года, измеренных на разных метеостанциях. Статистически значимыми на 99% уровне являются значения корреляции выше 0,34.выделить
- Таблица 5.13. Годы аномалий прироста в хронологиях ширины колец ели (отклонение больше 2σ). Отмечены те годы, которые проявились не менее чем в 20 % хронологий.
- Таблица 5.14. Список исследованных гидропостов
- Таблиц. 5.15. Таблица корреляций объема годового стока и хронологий ширины годичных колец за период 1948–1988 гг. Включены только гидропосты с коэффициентами корреляции 0,55 и выше. Статистически значимыми на 99% уровне являются значения коэффициентов выше 0,35.
- Таблица. 5.16. Корреляции хронологий Н.М.Борщевой и наших сводных хронологий. Статистически значимыми на 99% уровне являются значения корреляции выше 0,25. Общий период 1898–1978 гг.
- Таблица. 5.17. Корреляционная связь древесно-кольцевых хронологий с балансовыми характеристиками ледников Сарытор и Карабаткак. Статистически значимыми на 99% уровне являются значения корреляции выше 0,35. Общий период 1957–1990 гг. Вп баланс массы, Ct абляция, At аккумуляция, ELA высота границы питания
- Таблица 5.18. Корреляции колебаний уровня оз.Иссык-Куль и сводных хронологий за 1927–1987 гг. Статистически значимыми на 95% уровне являются значения корреляции выше 0,28 для несглаженных и 0,6 для значений сглаженных 11-летним скользящим средним.

List of Figures

Fig. 1.1. Anomalies of temperature (positive (red) and negative (blue) dots) and precipitation (positive (green) and negative (brown) triangles) for two periods during the Little Ice Age 1650–1750 (a) and 1750–1850 (b) years(Wanner et al., 2011).

- Fig. 2.1. Section of pine tree wood, showing the annual ring where the light part is the early wood and the dark part is the late wood (fig.from Shiyatov et al., 2000).
- Fig. 2.2. Comparison of profiles for maximum density before a) and after b) removing of the resin.
- Fig. 3.1. Map of Crimea, Ukraine, showing tree-ring sampling sites, meteorological station, and location of Saki and Chockruck Lakes.
- Fig. 3.2 Seasonal air temperature (Yalta meteorological station). DJF December, January, February, MAM – March, April, May, JJA – June, July, August, SON – September, October, November
- Fig. 3.3. Seasonal precipitation (Ai-Petri meteorological station). For the legend see fig. 3.2.
- Fig. 3.4. Annual precipitation, observed in Simferopol (data courtesy V.V.Popova).
- Fig. 3.5. Pine forest on the slopes of Ai-Petri Mountain.
- Fig. 3.6. Standard chronology of ring width of the oak in Sokolinoye (SOK) and Chufut-Kale (CK).
- Fig. 3.7. Aj-Petry ring width pine chronology with sample depth.
- Fig. 3.8. The response function (temperature at the upper graph, precipitation at the bottom) of pine rings width (near Aj-Petry). On the horizontal axis the first letters of the months.
- Fig. 3.9. Precipitation from April to July measured at the Aj-Petri meteorological station (solid line) and reconstructed by the ring width of pine (thin line).
- Fig. 3.10. Reconstruction of precipitation in April-July, and its comparison with the rainfall as measured at Aj-Petri over the same period.
- Fig. 3.11. Comparison of dendrochronological reconstructions and thickness of the annual layers of Saki Lake (a) and of the same series with a shifted Saki series by 16 years backward (b). (The curves are smoothed by 11-year moving average).
- Fig. 3.12. Variability of the thickness of the layers of lake Chockruck and Saki sediments.
- Fig. 3.13. Sum of AMJJ precipitation measured at Aj-Petry meteorological station, dashed line. AMJJ precipitation reconstructed from tree rings, gray line. Saki lake chronology for the last 1,500 years (black line). The curves are smoothed by 11-year moving average.
- Fig. 3.14. Positive and negative temperature anomalies (red and blue, respectively) and precipitation (green and brown triangles, respectively) for the years 1050– 1150. (Wanner et al., 2011; http://www.oeschger.unibe.ch/research/projects/ holocene_atlas/hoclat.pdf). The asterisk shows a positive anomaly of precipitation in the Crimea at that time.
- Fig. 4.1. Map of the study area in the Caucasus. The numbers show: 1 Teberda Natural Reserve, 2 — National Park Elbrus.
- Fig. 4.2. Monthly mean air temperature and precipitation, Severny Klukhor meteorological station.
- Fig. 4.3. Monthly mean air temperature and precipitation, Teberda meteorological station.
- Fig. 4.4. Monthly mean air temperature and precipitation, Terskol meteorological station.

- Fig. 4.5. Anomalies of mean summer temperature, deviations from the average 1961–1990, Severny Klukhori, Teberda and Terskol meteorological stations.
- Fig. 4.6. The distribution in time of tree-ring series of fir Abies nordmanniana (Steven) Spach in Alibek valley.
- Fig. 4.7. Ring width and maximum density (MaxD) chronologies of pine (KYZ, KHTP, CHS, GAR, KV, BAZ, TERS), fir (ALI) and the sample depth.
- Fig. 4.8. Standard chronology of the maximum ring density (MaxD) and its sample depth. The vertical line limits the EPS values > 0,85.
- Fig. 4.9. Cluster analysis of the ring width chronologies of pine and fir in the Caucasus.
- Fig. 4.10. Fields of distribution of the correlations between the local chronologies in the projection of the two principal components for the common period 1738–2002.
- Fig. 4.11. Pine at the upper tree limit in the valleys Kizgich (a) and Teberda (b).
- Fig. 4.12. Comparison of pine ring width (black line) and maximum density (gray line) chronologies.
- Fig. 4.13. Regional chronology of tree ring width of pine and its 7-year moving average. The anomalies (greater than 2 standard deviations) are indicated.
- Fig. 4.14. Continuous wavelet analyses of standard chronologies. Black border indicates the area relevant to the probability higher than 90%.
- Fig. 4.16. Correlation between the chronology of the maximum density of pine and the average monthly air temperature on the Severny Klukhor. Statistically significant coefficients of correlation are higher horizontal line.
- Fig. 4.17. The link between the chronology of the maximum density of pine and the mean air temperature of the growing season (April-September) on the Severny Klukhor. The equation of regression, coefficients of correlation and determination and its significance are indicated.
- Fig. 4.18. The comparison of instrumental (black line) and reconstructed (gray line) mean monthly temperature in April-September, North Klukhor.
- Fig. 4.19. Comparison of the reconstructed mean air temperature on the basis of three reference periods: 1956–1980(red) 1981–2005 (blue), and 1956–2005 (green).
- Fig. 4.20. Temperature anomalies in April-September(relative to the reference period 1961–1990) reconstructed by the maximum density of tree rings of pine (black line, left axis), and measured at the Severny Klukhor (gray dashed line, left axis), and Pyatigorsk (gray line, right axis) meteorological stations (also smoothed by 7-year moving average). The correlation coefficient is calculated between the unsmoothed series of average monthly temperatures in April-September of Pyatigorsk and reconstructed by dendrochronology.
- Fig. 4.21. Reconstruction of the river runoff of Teberda and their spectral characteristics. a — (1) instrumental data, (2) reconstruction by tree-ring data b wavelet coherence of the reconstructed and instrumental runoff for 1927–2002, black border indicates the area relevant to the probability of more than 95%, moving trends of reconstructed runoff (moving window of 76 years) for 1850– 2002, the year represents the first year in the window, the dashed lines indicate

the boundaries of significance at the 95% level. g — the continuous wavelet transform of the reconstructed runoff.

- Fig. 4.22. Variability of accumulation (black line), ablation (gray line) and mass balance (dotted black line) of the Garabashi Glacier.
- Fig. 4.23. Variability of accumulation (black line), ablation (gray line) and mass balance (black dotted line) of the Dzhankuat Glacier. Statistically significant linear trend is indicated for the accumulation. The trend equation and correlation coefficients is shown at the graph.
- Fig. 4.24. The cumulative curves of glacier mass balance fluctuations Garabashi (black line) and Dzhankuat (gray line).
- Fig. 4.25. Average summer (June-August) temperature at Terskol (1951–2005).
- Fig. 4.26. Comparison of ablation reconstructed by meteorological (black line; Dyurgerov et al, 1981) and dendrochronological data (gray line). The coefficient of correlation and determination are significant at p < 0.05.
- Fig. 4.27. Garabashi glacier ablation, reconstructed by meteorological data by Rototaeva at al. (2000) (black line) and dendrochronological data (gray line). Thick lines — 5-year moving average.
- Fig. 4.28. Comparison of instrumental observations of Garabashi glacier mass balance (gray line) with the mass balance reconstructed by tree-ring data before (black line) and after (black dashed line) cross-validation.
- Fig. 4.29. Glacier mass balance reconstructions based on tree-rings Garabashi glacier (red line; actual study), Hintereisferner glacier (blue line; Nicolussi and Patzelt, 1996) and based on meteorological data — Garabashi glacier (pink line; Rototaeva et al., 2000), Dzankuat glacier (green line; Dyurgerov et al., 1981). The series are normalized and smoothed by 7-year running mean.
- Fig. 4.30. Decrease of growth in the ring width (a) and maximum density (b) chronologies after the eruption of Tambora in 1815.
- Fig. 4.31. Ring width chronologies of pine in the Caucasus and Crimea, their 7-year moving averages and cross-correlation for annual 1620–2002 (R = 0.19; p <0.05) and for 50 years intervals. The dashed line shows the threshold of the significant correlation coefficients.
- Fig. 4.32. Yew ring width chronology for Kakheti, Georgia (black line) and pine in the Northern Caucasus (gray line), 11-year moving average. The correlation is calculated for a 30-year window, with 15 years of overlap (black dashed line).
- Fig. 4.33. Comparison of reconstructions of mean air temperatures for April-September in Tatras, June to September for the Alps, April to September for the Caucasus. All series are smoothed by 10-year moving average. The correlation coefficients and their statistical significance are indicated at the graph.
- Fig. 4.34. Comparison of mean air temperatures reconstructions in April-September for the Caucasus (gray line) and summer temperature for Europe (black line). The values are smoothed by 7-year moving average.
- Fig. 5.1. Monthly distribution of the Narin river runoff (Q, m3/sec) and the average relative contribution of monthly precipitation (P,%) in the annual total. Different colors show runoff on three gauging at Narin river. Striped fill — the relative contribution of the measured amount of precipitation (Figure by V.G. Konovalov).

- Fig. 5.2. Fraction of the area occupied by spruce in relation to the average annual air temperature T (a), the annual amount of precipitation P (b) and the altitude above sea level H (c). (Figure by V.A.Kuzmichenok).
- Fig. 5.3. Comparison of dendrochronological reconstructions of warm period temperature in the Tien Shan Mountains.
- Fig. 5.4. Tree-ring sites in the Tien Shan. Green areas of our work, yellow other studies (see text for details).
- Fig. 5.5.The spruce forest in the Tien Shan Mountains.
- Fig. 5.6. Location of sampling sites. For areas marked by black squares, there are both density and ring width chronologies are available. Site names such as KUNe /w indicate that there are several sites close to each other. In this case the sites are KUNE and KUNW (Kungey east and Kungey west).
- Fig. 5.7. Ring width chronologies of spruce at the upper tree limit sites, including the chronologies constructed bySchweingruber F.H. The vertical axis of the indices varies from 0 to 2.
- Fig. 5.8. Upper tree limit chronology (TSH UP) (thick line 11 years running mean) and sample depth.
- Fig. 5.9. Ring width chronology of spruce for the middle part of the forest. At the vertical axis the indices vary from 0 to 2.
- Fig. 5.10. Local lower tree limit chronologies. At the vertical axis the indices vary from 0 to 2.
- Fig. 5.11. Regional lower tree limit ring width chronology of spruce (thick line 11 years running mean) and its sample depth.
- Fig. 5.12. Maximum density chronology of spruce. At the vertical axis the indices vary from 0 to 2.
- Fig. 5.13. Combined density chronology (Dmax) (thick line 11 years running mean) and its sample depth.
- Fig. 5.14. Comparison of chronologies for the lower (TSH DOWN black line) and upper (TSH UP-gray line) tree limits for the common period (1740–2005).
- Fig. 5.15. Comparison of ring width chronologies for the upper tree limit (TSH UPblack line) and maximum density chronology (Dmax — gray line) for the period 1650–1995.
- Fig. 5.16. Comparison of ring width chronologies for the lower tree limit (TSH DOWN-black line) and maximum density chronology (Dmax – gray line) for the period 1740–1995.
- Fig. 5.17. Wavelet analysis of regional chronologies: a TSH UP, b TSH DOWN, c — Dmax. Black border indicates the area relevant to the probability of more than 95%.
- Fig. 5.18. Correlation of maximum density spruce chronologies with temperature (a) and precipitation (b), measured at the Chon-Kyzyl-Su meteorological station; of lower tree limit ring width spruce chronologies with the temperature (c) and precipitation (d), as measured at hydrometeorological stations Tamga and Novorossiyka, correlation of the upper tree limit chronologies with the temperature (e) and precipitation (f), measured at the Chon-Kyzyl-Su hydrometeorologi-

cal station. Statistically significant at the 99 % level are correlation coefficients above 0.35.

- Fig. 5.19. Correlation of spruce ring width and meteorological parameters (mean April temperature of the current year, temperature and rainfall in July-August of the previous year) with the data from high-altitude weather stations. Comparison with high elevation Tien Shan weather station (above) and low-lying weather station Rybachye (bottom).
- Fig. 5.20. Fields of distribution of the correlations between the local chronologies in the projection of the two principal components: a – for the upper and lower tree limits, b – for the lower tree limit, c – for the upper tree limit.
- Fig. 5.21. Map of variations of normalized ring width of spruce (marked by contour lines) at different sites in 1917 (compiled by A.A. Medvedev).
- Fig. 5.22. Correlation of Naryn river runoff (gauging at Kekirim) and the ring width of spruce. Different colors show different set of months (6–8 – June-August, etc.). The correlation values above 0.35 are statistically significant at the 99% level.
- Fig. 5.23. Reconstruction of the annual runoff of Narin for Kekirim.
- Fig. 5.24. Wavelet analysis of the Narin river runoff reconstruction. Black border indicates the area relevant to the probability of more than 95%.
- Fig. 5.25. Reconstruction of the mean June-August temperature by the maximum density of tree rings of spruce. a — June-August temperature, measured at the Chon-Kyzyl-Su meteorological station (gray line) and reconstructed by the tree-rings maximum density (black line), b — of June-August temperature reconstructed for the period 1650–1995 (thick line — 11-years running means).
- Fig. 5.26. The correlation of the reconstructed June–August temperatures in the Central Tien Shan and the data from the grid temperature CRU TS3.1 archive for the period 1901–1995.
- Fig. 5.27. Wavelet analysis of the reconstruction of the air temperature in the Tien Shan. Black border indicates the area relevant to the probability higher than 95%.
- Fig. 5.28. Comparison of various reconstructions of summer temperatures in the Tien Shan. Gray line — Solomina et al, 2006, dark gray line — Wilson et al., 2007, black line — Maximova, 2012.
- Fig. 5.29. Comparison of reconstructions of summer air temperature (gray line) and annual runoff (black line); the curves are smoothed by 11-year moving average.
- Fig. 5.30. Reconstruction of hydrothermal coefficient: a linear regression and correlation coefficient of hydrothermal coefficient and ring width index of TSH DOWN chronology; b — hydrothermal coefficient calculated from meteorological data and reconstructed by linear regression according to the Przhevalsk meteorological station for the instrumental record (1886–1988), c — the same for the entire period of the reconstruction, d — the number of samples N in the chronology.
- Fig. 5.31. Reconstruction of (a) mean temperature and (b) the June-September precipitation at Przhevalsk station using Pokrovka (Kizil-su) and Cholpon-Ata meteorological data.

- Fig. 5.32. Spruce chronology chronologies of maximum density for the eastern Tien Shan (black line; Yuan et al., 2008) and the Central Tien Shan (gray line).
- Fig. 5.33. Reconstructed summer temperature in the north-western Mongolia (D'Arrigo et al., 2000) and Central Tien Shan. The values are normalized. The bold line shows the 11-year running mean.
- Fig. 5.34. A comparison of the reconstruction of annual runoff of Manasi river (black line) and Naryn River (gray line). Bold curves — 11-year running mean (shown as values).
- Fig. 5.35. Historical data on the frequency of dust storms in China (black line; Giralt et al., 2003) and the reconstruction of Naryn runoff (gray line). The curves smoothed by 30-year moving average.
- Fig. 5.36. Comparison of reconstruction of drought index for Tibet (Wang et al., 2008) (black line) and reconstructed runoff of Naryn River (gray line). Bold curves — 11 years running means.
- Fig. 5.37. Comparison of the reconstruction of drought index for Tibet (Fang et al., 2010) (black line) and reconstructed annual runoff of Naryn River (gray line). The curves are smoothed by 11 years running means.
- Fig. 6.1. Temperature anomalies in April-September in the Northern Hemisphere from the database HadCRU3v (a) and reconstructed by dendrochronology (b), relative to the average for 1961–1990.
- Fig. 6.2. Correlation of the temperature reconstruction in Caucasus (gray line) and the average temperature of the Northern Hemisphere (black line; Moberg et al., 2005). Series are smoothed by 7-year moving average. The graph shows the correlation coefficient and its significance.
- Fig. 6.3. Comparison of the reconstruction of temperatures in April-September for Caucasus (gray line) and the average annual air temperature for the Northern Hemisphere by D'Arrigo et al., 2006 (black line, right axis) and Wilson et al., 2007 (black dotted line).
- Fig. 6.4. Comparison of the Northern Hemisphere temperature and reconstruction of global temperatures for June-August in the Tien Shan. The measured average temperature of the Northern Hemisphere for the 1871–1997 (black dotted line; Jones et al., 1999), the temperature of the Northern Hemisphere (gray line; Briffa et al., 2001), our reconstruction (black line, right axis).
- Fig. 6.5. Summer air temperatures in the Central Europe for the period of instrumental observations (http://www.ncdc.noaa.gov/gcag/gcag.html).
- Fig. 6.6. Comparison of the reduced temperature in April-September in the Northern Caucasus and volcanic activity of the Northern Hemisphere.
- Fig. 6.7. Reconstruction of summer air temperatures in the Caucasus and Tien Shan (deviations from the mean for the common period 1800–1995).

List of Tables

Table 3.1. Climate variability in the Crimea by historical data (from Borisov, 1956). Table 3.2. Ring width chronologies of oak and pine trees in the Crimea.

- Table 3.3. Statistics for the calibration and verification periods of the model for the reconstruction of precipitation in April- July on the basis of pine (AjP) chronology in Ai-Petri, Crimea (in brackets the significance of the correlation coefficient).
- Table 4.1. The correlation between the mean monthly temperature at Pyatigorsk and high mountain hydrometeorological stations. All coefficients are statistically significant (p<0.01).
- Table 4.2. Significance of trends in average annual and monthly temperatures for the instrumental period, Severny Klukhor, Teberda, Terskol. Statistically significant correlations with p<0.05 are shown in bold.
- Table. 4.3. Significance of the trends in the average annual and monthly precipitation totals for the instrumental period, Severny Klukhor, Teberda, Terskol. Statistically significant correlations with p < 0.05 are shown in bold.
- Table 4.4. Tree-ring samples collected in Caucasus in 2004–2009.
- Table. 4.5. Meteorological and hydrological data used in this book.
- Table 4.6. Statistics of chronologies.
- Table. 4.7. The correlation coefficients (r) between the standard site chronologies for the common period 1800–2002 (N = 203). Significant coefficients (at p <0,05) are in bold.
- Table 4.8. Factor loadings (emphasis: principal components) of pine ring width chronologies. Factor values> 0.7 are in bold.
- Table 4.9. Correlation analysis between the tree-ring chronologies and the average monthly temperatures at the high weather stations for the current year (IX) and the year prior to the growth (IVp–XIIp). Statistically significant coefficients (at p < 0.05) are in bold.
- Table. 4.10. Correlation analysis between the tree-ring chronologies and the sum of monthly precipitation measured at the high altitude meteorological stations for the current year (I–X) and the year prior to growth (IVp–XIIp). Statistically significant coefficients (at p < 0.05) are in bold.
- Table. 4.11. The results of verification of the model of April-September air temperature reconstruction by maximum density of pine.
- Table 4.12. The correlation coefficients between pine ring width and density chronologies with mass balance components of Dzhankuat and Garabashi. Statistically significant coefficients (p <0.05) are in bold.
- Table 5.1. Forest ecosystems of Kyrgyzstan (Kolov et al. 2003).
- Table 5.2. Tree-ring sites location in Tien-Shan.
- Table 5.3. Correlation between all site chronologies for their common period 1895–1995 ss. The correlation values above 0.25 are statistically significant at the 99 % level.
- Table 5.4. Characteristics of regional chronology THP UP located at the upper treelimit.
- Table 5.5. The correlation coefficients between spruce ring-width chronologies at the lower tree limit in Issyk-Kul region. The correlation values above 0.25 are statistically significant at the 99 % level.
- Table 5.6. Statistics of the regional ring-width chronology from the lower tree limit TSH DOWN.

- Table 5.7. The correlation coefficients between maximum density chronologies for the common period 1753–1995. The correlation values above 0.25 are statistically significant at the 99 % level.
- Table 5.8. Statistics of the maximum density chronology Dmax.
- Table 5.9. Characteristics of meteorological stations used for analysis.
- Table 5.10. The correlation between tree-ring width chronologies from the upper tree limit (a and c) and lower tree limit (b and d) with sum of precipitation from and air temperature of July-August of the preceding year measured for different weather stations. The bold values above 0.3 are statistically significant at the 99 % level.
- Table 5.11. The correlation between mean monthly air temperature of Chon-Kyzylsu meteorological station with tree-ring maximum density chronologies KAR, SK, SJ and Dmax. The bold values above 0.35 are statistically significant at the 99 % level.
- Table 5.12. The correlation between tree-ring chronologies with mean monthly air temperatures of different meteorological stations. The bold values above 0.34 are statistically significant at the 99 % level.
- Table 5.13. Pointer years of ring-width chronologies (deviation more than 2 σ). Marked those years which appeared in no less than 20% of the chronologies.
- Table 5.14. List of used hytropost stations.
- Table 5.15. The correlation coefficient between the annual river runoff and tree-ring width chronologies of spruce for the period 1948-1988. Included only hydroposts with coefficients correlation equal to 0.55 or higher. Statistically significant values at 99% level are above 0.35.
- Table 5.16. Correlation between spruce ring width chronologies constructed by Borsheva (1983) and by authors of the actual study for the common period of 1898–1978. Statistically significant values at 99% level are above 0.25.
- Table 5.17. Correlation between tree-ring chronologies with mass balance characteristics of the Sarytor and Karabatkak Glaciers for the common period of 1957–1990ss. Statistically significant values at 99% level are above 0.35 (bold).
 Bn mass balance, Ct ablation, At accumulation, ELA equilibrium line altitude.
- Table 5.18. Correlation between Issyk-Kul Lake fluctuations and composite chronologies for the period of 1927–1987 ss. Statistically significant values at 99% level are above 0.28 for unsmoothed series and 0.6 for smoothed 11-year moving average.

SUMMARY

Introduction

The results of recent tree-ring studies in three key regions located at the same latitudes (40–45 N) in Eurasia — Crimea, Caucasus and Tien Shan Mountains are presented and discussed in this book. The reconstructions of April–July precipitation from AD 1620–1988 for Crimea, April-September temperature from 1800–2005 for Caucasus, June-July temperature and drought index from 1650–1991, as well as Naryn River runoff (Tien-Shan) and Garabashi glacier mass balance (Caucasus) are provided (see also attachment).

Methods

The tree-ring samples (cores and disks) in this study were processed using standard dendrochronological procedures [Cook, 1985; Cook and Kairiukstis, 1990; Holmes, 1994]. The width of annual tree rings was measured with an accuracy of ± 0.01 mm using the Lintab ver. 3.0. The programs TSAP (Rinn Tech) and COFECHA were used for cross-dating. In order to preserve the low frequency variability we used conservative (negative exponential and straight line curve fits) detrending (ARSTAN software) [Cook and Kairiukstis, 1990].

We used the Expressed Population Statistic (EPS) above 0.85 as an indicator of chronology reliability [Cook and Kairiukstis, 1990]). In addition to numerous original ring-width chronologies three chronologies of maximum density (x-ray) (Schweingruber, TRDB) and one original optical density chronology (Caucasus) were used to develop the reconstructions. In order to extract the resins for densitometry analyses the samples were treated in Soxhlet apparatus (Schweingruber, 1988). To make wood surface flat and remove any curvature appeared due to dryness the microtome was used. After that cores were scanned by a flat-bed scanner with

high resolution of 1000 dpi. Scanned images were processed using software LignoVision (Rinntech) to obtain brightness profile of the reflected light images as a substitution of the regular densitometry. This analyses was done in the Laboratory of Tree-Ring Research (Tucson, Arizona) in 2009. This approach was advocated earlier (e.g. McCarroll et al., 2002).

Crimea

Crimea is a densely populated, topographically diverse peninsula on the northern coast of the Black Sea in Ukraine. Climate is temperate in the interior and Mediterranean on the southern coast. In Southern Crimea, three parallel mountain ranges act as barriers to cold air masses from the north. The Black Sea moderates the continental climate: severe frosts are rare, fall is warmer than spring, and seasonality is moderate. Freezing temperatures and snow cover are typical at the Aj-Petri summit (1180 masl) from December to March. Maximum precipitation in interior Crimea (Simferopol') occurs in early summer, and in winter on the southernmost mountain range (Aj-Petri) and southern coast. The region suffers from the shortage of water due to a dry climate and limestone bedrock drainage.

The climatic history of the region is poorly known. In Chapter 3 (see also Solomina et al., 2005), we describe a Pinus hamata D.Sosn chronology (1620-2002) from Aj-Petri Mountain, Crimea, which we use to develop the verifiable dendroclimatic reconstruction for this region. Core samples were collected from 22 living trees and 5 logs on the south slope of Aj-Petri (800–1100 masl). The final chronology, based on 29 samples from 17 trees, extends from 1620 to 2002 (fig. 3.7). Due to the low sample depth early in the record, the chronology should be interpreted with caution prior to AD1700. The chronology showed the strongest relationship with April-July precipitation at Aj-Petri (r = 0.61; p = 0.01; DF = 93) over 1896–1988. Positive correlations in spring-early summer are typical for chronologies from Mediterranean climates [Hughes et al., 2001] and reflect the importance of moisture supply during this period of active growth. The chronology shows negative correlations with growing season temperatures, especially from July-September, likely reflecting the negative effects of summer evapotranspiration [Tranquillini, 1979]. In contrast, positive winter-spring temperature correlations indicate that warm winters and springs contribute to growth. Linear regression was used to develop a reconstruction of April-July precipitation from 1620 to 1988 for Aj-Petri (fig. 3.10). One outlier year, 1949 (exceeding 3 sigma at 521 mm per year: mean = 243 mm), was replaced with the monthly mean, which improved the model. The final climate/tree growth model accounts for 37 % of the variance over 1896-1988, and demonstrates valid calibration and verification statistics typically used to evaluate dendroclimatic reconstructions [Cook and Kairiukstis, 1990]. Perhaps the only other high-resolution climatic proxy series available for Crimea is a sediment record for Saki Lake [Schostakovich, 1934]. These sediments are annually laminated, with lighter layers deposited in winter and darker layers in summer. Saki Lake is about 150 km from our tree site at Aj-Petri. In 1931, Shostakovich [1934] cored the bottom of Saki Lake and obtained 7 m of sediments with undisturbed structure.

According to Shostakovich, the uppermost layer dates to 1894, the last year before the dam construction in 1895 which dramatically changed the hydrological regime of the lake. He concluded that layer thickness depended mostly on annual precipitation, although this could not be proven directly due to lack of instrumental observations at the time. Initial comparison of the lake sediment thickness with our reconstruction did not reveal any similarities.

However, smoothing both records using 11-year running means demonstrated a common signal, particularly after the Saki Lake series was shifted backward by 15 years (fig. 3.11). Following this adjustment, there is a significant correlation between the two series (R2 = 0.33) for 1637–1873. Comparison of historical records to the shifted lake series indicated that the lake's hydrological regime was probably disturbed before dam construction in 1895. According to the smoothed reconstruction, the driest periods occurred in 1653–1684, 1703–1719, 1824–1852, 1879–1897 and 1920–1933. The latter period and part of the previous one overlap with the instrumental data and are in agreement with these observations. Reconstructed precipitation was nearaverage with relatively few extreme values from the middle 1700s to the early 1800s. In this respect this period resembles the 20th century (after 1920).

The reconstruction shows two periods of large variability in April–July precipitation: in the 1650s–1720s and 1820s–1920s (although the former period is less reliable due to low sample depth). The reconstruction also shows two periods of moderate values during much of the 18th century and the 20th century (after the 1920s). The above trends, however, are not apparent in the lake sediment record. The Saki chronology is generally more variable than the tree-ring reconstruction, and likely contains a somewhat different seasonal precipitation signal. The 1050s–1250s were extremely wet at Saki Lake, and overall humidity appears higher than during the instrumental period. This interval partly coincides with the "Medieval Warm Period" (e.g. AD 900–1240 [Grove and Switzur, 1994]). If the lacustrine series is influenced by a similar climatic signal as our chronology then we can conclude that the climate between the 1050s–1250s in Crimea was warmer in winter, but cooler and wetter in summer (fig. 3.13).

Caucasus

The Caucasus Mountains are located on the south of the East European Plain between the Black Sea in the west and Caspian Sea in the East. Treering sites analyzed in this study are situated in the western and central parts of the Greater Caucasus in Baksan and Teberda valleys at the elevation 2200–2500 m asl. In general, climate of the region is defined by the complex topography and prevailed westerly wind. In winter atmospheric circulation over the Greater Caucasus is dominated by expansions of the Icelandic Low from the west and the Siberian High from the east. In summer expansions of the Azores High prevail. Annual precipitation varies from over 2000 mm in the western Caucasus to less than 200 mm in the east.

The pine (*Pinus Sylvestris L.*) forest are broadly distributed in the region. The upper tree limit of pine rises up to 3000 m asl. Some pine trees in the vicinity of the upper timberline exceed the age of 400–500 years. The attempts to reconstruct climatic changes in Caucasus using the width of annual rings have been undertaken repeatedly since the 1960s (see review in Solomina, 1999). So far none of these was successful, because the ring width here is influenced by many simultaneously acting factors and the correlation between individual meteorological parameters and tree-ring width indices was found to be weak or statistically insignificant. For example Turmanina (1979) found out that the ring width of the pines growing on the southern slope of the Baksan River valley increases during the humid and warm summers and decreases during the summers with the low temperatures.

In this study we present 7 standard ring-width chronologies: 6 of them were developed for the pine (Pinus Sylvestris L.) and 1 for the fir (Abies nordmaniana (Steven) (fig. 4.7). The longest and shortest pine chronologies cover periods 1578–2005 and 1765–2004 respectively. The longest chronology (KYZ) is located in remote Kyzgich valley with a steep slope at the upper tree-limit which made it possible to find such long living trees. The fir chronology collected at the forefield of Alibek glacier is the shortest one (1806-2005): we found that almost all fir trees were decayed in the pith area. Both pine and fir ring-width chronologies represent low intra-annual variability (mean sensitivity, standard deviation) which is very common for the conifers growing in wet environmental conditions. The mean inter-series correlation ranges from 0,28 (for the fir chronology ALI) and 0,63 (pine chronology KYZ). The first principal component (PC#1) explains more than 28% of the total variance in all individual pine local chronologies. The amount of variance explained by PC#1 and the high SNR values indicate that the developed chronologies contain strong common signals. The combination of relatively high values of inter-series correlation and EPS confirms that the chronologies are suitable for growth-climate relationship studies (Wigley, 1984). The high first-order autocorrelations reflect a high persistence of the ring-width chronologies, indicating a significant impact of previous year's climate on the current year's ring width, probably caused by carry-over effects of carbohydrates used for earlywood formation (Fritts, 1976).

To develop maximum density chronology (MaxD) we used 46 cores of pine from two sites (KHAT and KHTP) located at the upper tree limit (2300–2400 m a.s.l.) in the valley of Teberda River (Mount Malaya Khatipara: KHTP 43°26'835" N, 41°42'339" E, H=2394 m asl; KHAT 43°25'815" N, 41°42'513" E, H=2285 m asl). The density chronology at the Khatipara site in Teberda valley covers AD 1800–2005. The MaxD chronology shows relatively low value of mean sensitivity 0,07 and first-order autocorrelation 0,02 which is very common for density profiles.

The individual ring width series as well as local chronologies cross-date and intercorrelate very well. This correlation allowed the construction of the composite chronology for the Elbrus area. Most of ring width chronologies do not correlate with the maximum density, which is a sign of different climatic signal embedded in the two tree ring parameters.

In order to explain the climatic forcing for different annual ring parameters (width and density) we correlated these time series with the monthly temperature and precipitation measured at the nearest meteorological stations (Terskol, Severny Klukhor, Teberda). The coefficients of correlation for the ring width show no statistical significance with climatic parameters except for two cases: positive correlation can be seen with precipitation in July at the Severny Klukhor meteorological station (r = 0.28, p < 0.05) and November temperature in Teberda valley (r = 0.32, p < 0.05). Some local pine RW chronologies revealed negative correlation with maximal average monthly temperatures and the positive one with relative atmospheric humidity, river runoff, and balance of the glacier mass, which indirectly implies a significant role of humidity in the formation of annual rings in pine under such conditions. We found a systematic positive significant correlation of the maximum density with the spring-summer temperatures measured at different meteorological stations. Due to this significant and sustainable correlation the April-October temperature values at the Severnyi Klukhor meteorological station and the maximum density we were able to reconstruct this parameter for the last 200 years (Dolgova, Solomina, 2010).

For the Severny Kukhlor meteorological station, the coefficient of correlation between temperatures of June–September and maximum density is $0.72 (r^2 = 0.52; both significant at < 0.001)$. For the Teberda meteorological station, it is slightly lower: r = 0.58, $r^2 = 0.34$. Thus, June–September temperature values at the Severnyi Klukhor meteorological station for the period of 1956–2005 were used for the calibration model. In order to verify it, we divided instrumental data of averaged June–September temperatures into two parts corresponding to two equal periods of 25 years. The correlation between series for the period of 1956–1980 is r = 0.84 and $r^2 = 0.70$, while coefficients are RE = 0.25 and CE = 0.16. For the period of 1981–2005, the correlation is slightly lower, although it remains statistically significant: r = 0.61 and $r^2 = 0.37$, RE = 0.58, CE = 0.53. The difference between characteristics obtained for verification and calibration periods most likely indicates different quality of the climatic signal; at the same time, the constructed linear model is insensitive to heterogeneities of the series (fig. 4.18).

For testing the adequacy of our model for a longer period, it was compared with average June–September monthly temperatures derived from observations at the Pyatigorsk meteorological station (44°05' N, 43°03' E, H = 533 m) for the period of 1891–1956. Despite the large distance between the Pyatigorsk and Severnyi Klukhor stations, the average June–September monthly temperatures at the former demonstrate significant correlation with the obtained maximal density chronology: r = 0.65; r2 = 0.42 under p<0.05. This confirms the adequacy of the proposed reconstruction. The correlation with temperatures recorded at the remote Pyatigorsk meteorological station indicates also that the latter characterizes climatic conditions that existed over the entire northern slope of the Central Caucasus during the 19th–20th centuries (fig. 4.19).

According to this reconstruction, warm summer seasons in this region occurred in 1820–1830, 1873–1890, 1910–1925, 1945–1955, 1960–1975, and 1994–2005, while cold seasons occurred in 1832–1872, 1938–1940, and 1972-1997. The last expansion of glaciers in the Central Caucasus in the middle of the 19th century is correlative with two-phase summer cooling in the period of 1832–1872. In the proposed reconstruction, there are years with low indices of the maximal ring density (below two standard deviations, up to 1.2 °C as compared with its average value for the entire period of 1800-2005): 1835, 1862, 1865, and 1959. The summer of 1959 was really anomalously cold, also according to instrumental observations. Unfortunately, no data are available for testing other earlier negative anomalies. It is of interest that cooling related to the eruption of the Tambora Volcano in Indonesia ("the year without summer," 1816), which was noted in dendrochronological reconstructions of Europe for the period of 1815–1818, is registered in 1817 in our model (by 0.9 °C lower as compared with the average annual value for the period of 1800–2005), although this anomaly does not exceed single standard deviation.

In this paper we also presented the first reconstruction of the mass balance of the Garabashi Glacier since 1800s based on tree-ring data (fig. 4.28). Instrumental mass balance records of Garabashi glacier started at 1983s. The mass balance variations of Caucasus glaciers are largely controlled by the ablation, i.e. summer temperature. Maximum density chronology has statistically significant correlation with mass balance due to summer temperature sensitivity and great input of ablation to total mass balance variations. To include in our reconstruction different climatically sensitive parameters, stepwise multiple regression model was used. The strongest relation (r = 0.88; $r^2 = 0.78$; p<0.05) between 2 ring-width and 1 maximum density chronologies was identified. Cross-validation test (r = 0.79; $r^2 =$ 0.62; p<0.05) confirmed model adequacy and it allowed the reconstruction of Garabashi Glacier mass balance for 1800-2004. Reconstructed and instrumental mass balance values correspond well to each other except the most recent period in 2000s, when the reconstructed mass balance slightly underestimated the real values. The bias can be explained by the weak sensitivity of the chronologies to winter precipitation (i.e. accumulation). The tree-ring based mass balance reconstruction was compared with one based on meteorological data since 1905s. (Rototaeva et.al., 2003). Both reconstructions have good agreement (r = 0.53; p<0.05) particularly for the period between 1975 and 2005. According to the reconstruction two periods of positive mass balance occurred in 1830s and 1860s. They agree well with early historical data on glacial variations (Abich, 1875; Déchy, 1905) and the tree-ring dates of moraines of Kashkatash Glacier in Central Caucasus (Bushueva, Solomina, 2012).

Tien Shan

Meteorological observations in the Tien Shan Mountains began in 1879 at the Karakol meteorological station, near Issyk Kul Lake shore, but most of stations were established in the second half of 20th century only. The spruce trees can be up to 700–800 years old and form clear annual rings. The optimum for Tien Shan spruce growth is attributed to the area with the mean annual air temperature from -2 to 2 °C, annual precipitation from 500 to 700 mm, and an elevation range of 1400 to 3600 m asl (fig. 5.2). In the lowest part of its range, spruce grows on north-facing slopes, in the mid part on west- and east-facing slopes, and in the uppermost part on southfacing slopes (Kozhevnikova, 1982). This distribution suggests that at the upper tree limit the growth of spruce is limited by temperature. The soil moisture plays an important role in the spruce ecology. Spruce requires abundant water, but in the uppermost part at the northern slopes the thin soil layers can become too wet due to great amount of precipitation and low evaporation (Kozhevnikova, 1982).

From 2000 to 2006 we collected tree-ring samples (cores and disks from dead trees) of spruce (Picea Schrenkiana Fish. et Mey) from 15 high elevation and 9 low elevation sites in the Central Tien Shan in Kyrgyz Republic. We also used in this study the collections of ring width and density measurements (3 sites) from the International Tree-Ring Data Bank (Karabatkak, Sarykungey and Saryimek valleys) contributed by F. Schweingruber.

Upper tree limit. Ring Width. We measured and cross-dated 337 cores and constructed 16 ring width chronologies for the sites located at the elevation from 2750 to 3200 m asl (fig. 5.6; 5.7). The correlation analyses demonstrates the high similarity of all these site chronologies from various locations in the Tien Shan Mountains, which is a sign of a common signal influencing the growth pattern at this large territory. In order to combine the site chronologies we used both correlation and principal component analyses. The similarity of sites by the first PC shows that there is a common factor explaining 50% of ring width variability. The 2nd and 3d PC explain 25 and 10% of the variance respectively. Based on these analyses three groups of chronologies were identified: 1 – AKS, ATB, KUN, ONS, ONN, NAR, CKSU; 2 - ENG, KOE, NAN; 3 - DJKU, KOK. The chronologies tend to group by the vicinity of their location, though this rule has some exceptions. For instance, DJKU does not correlate with any neighboring site except for the KOK. KUN has a high correlation with ATB, ONS, ONN, CKSU, though they are located far away from this site. ATB correlates well with even remote sites. As soon as all samples cross-date well and the local chronologies correlate with each other they all can be averaged in a regional chronology valid from AD1450 to 2005 (TSH UP) (fig. 5.8).

In general the correlation of the meteorological variables with the ringwidth chronologies is not high. This can be partly explained by the remote location of many meteorological stations from the tree-ring sites, but also by a complexity of climatic signal embedded in the spruce tree-rings in Tien Shan. There is a tendency for positive correlation between ring width and total precipitation in October, November, December and March of the current year and August of the previous year. The correlation with temperature is less consistent: there is a negative correlation with the April temperature as well as with the August temperature of the previous year. Temperature in June and September is to the contrary favorable for the growth at the upper tree line. Thus, precipitation especially during the cold season appears to be important for the spruce sites at the upper tree limit.

The low growth anomalies are identified in our regional chronology in 1970-80s, in the early 20th century, in the mid 19th century, in 1780s, in the late 17th — early 18th centuries, in the mid 17th century, and in the end of 16th century. The positive growth anomalies occurred in the mid 20th cen-

tury, in the second quarter of 19th century, in the middle and end of 18th century, and in the second quarter of the 17th century.

Upper tree limit. Maximum density. The maximum density chronologies for KAR, SK, SJ demonstrate a very high similarity both at the level of interannual and decadal variability. This similarity means that a strong climatic signal is forcing maximum density formation. The correlation between the sites is high despite of long distance between them (r = 0.7 - 0.75). The response functions for all three sites are also similar (Solomina et al., 2006). The correlation with precipitation is low while the correlation with the July-August air temperature is highly significant.

The maximum density significantly correlates also with April-September, but with lower coefficient of correlation when comparing with a shorter window for May-August (r = 0.42 - 0.45 and r = 0.62, respectively). The correlation is significant and negative with the sum of annual precipitation (r = -0.4) (Solomina et al., 2006).

The high similarity and correlation of the KAR, SK, SJ maximum density chronologies permit them to be averaged into a single chronology spanning from 1626 to 1995 and including 58 cores. According to the EPS-test (>0.85) the chronology is completely reliable over it full length. This regional DMAX chronology correlates (r = 0.62) with the May-August temperature measured at the Chon-Kizil-su meteorological station (1948-1987). The correlation with the longer record from Tien Shan meteorological station (1930-1995) decreases, but remains significant at 99% level (r = 0.41). The three offsets of the growth in the years 1694, 1696, and 1698 look like local disturbances, but they reveal themselves in both SJ and KAR chronologies which are located more than 200 km apart from each other and even at the different mountain ranges. For this reason we consider them as a sign of a climatic signal. The subdivision of the meteorological records into calibration and verification periods (1965-1995 and 1930-1964) shows that the correlation with May-August temperature remains significant for both intervals (r = 0.51 and 0.48 respectively). The highest correlation is observed for the period of the 1950s-1980s. According to our reconstruction the low May-August temperature in the Tien Shan occurred in the second half of 17th century, in the middle and the end of 18th century, in the 1810s, 1830s, 1880–1890s, 1950–1960s and in 1980s. According to these data extremely cold years were 1664, 1676, 1694, 1696, 1698, 1751, 1755, 1761, 1783, 1803, 1841, 1869, 1882, 1917, 1920, 1957, 1972; warm extremes were 1705, 1708, 1727, 1729, 1774, 1807, 1828, 1857, 1878, 1881, 1914, 1916, 1926, 1933, 1944, 1947, 1984, 1994 (fig. 5.25). Maximum density of spruce at the upper tree limit does not correlate with the ring width. This is also clear from the response function, which shows that the DMAX is responsible mostly for
the summer temperature, while the ring width is more influenced by the moisture supply.

Lower tree limit. For the lower tree limit we analyzed 9 individual site chronologies. We also used for comparison three chronologies published by Borscheva (1981, 1983) for Zailiisky Alatau. In order to extend the length of chronologies we sampled old buildings in the area. They are the Svetly Mis Monastery, the school in Pokrovka village, one of the first Russian house of Kolomiitsv in Teplokliuchenka village, and the house of Tien-Shan Physical Geography research station in Chon Kizil-su valley. We cross-dated the building samples with the living tree chronologies. With the exception of the last building all houses are located near the Issyk Kul shore at the elevation 1600-1800 m asl and most probably were built from the wood of the trees growing in the vicinity. Due to the late colonization of this region (19th century) we did not expect to extend the chronology far back more then a few more decades. The correlation of all individual samples with the living trees chronologies of the same valleys (CKS and KUN) are statistically significant. All samples of wood we used were around 200 years long and allowed the extension of the chronology back to AD 1680.

All local and regional average chronologies of the Issyk Kul area correlate with one another. We tested the correlation of the ring width with several modifications of the drought index combining the two parameters (Bitvinskas, 1974). The highest correlations that we found are with the drought coefficient which includes both temperature and precipitation for the warm period for the current and previous year (June–September):

$$Q = P_1 + P_0 / (T_1 + T_0) / 2,$$

where $P_0(T_0) \bowtie P_1(T_1)$ — precipitation (temperature) of June–September of the current and the previous years.

Using the longest Przhevalsk meteorological station (1887–1988) over its full length, the correlation of the regional low elevation chronology (TSH DOWN) with the drought coefficient is 0.41 (0.59 for five years running mean). The correlation is higher in the beginning of the records (for 1887–1959 $R^2 = 0.50$), but it dramatically decreases since the late 1950s. We extended the Przhevalsk records from 1887 to 2000 using two neighboring meteorological stations Pokrovka (Kyzil-su) and Cholpon-Ata. We had to exclude the years (1986 and 1988–1990) from the Pokrovka time series because they demonstrate anomalous high precipitation in July-September exceeding two standard deviations and this anomaly is not recorded at other stations of the region. The drought coefficient based on these records correlates with the Przhevalsk drought index (r = 0.69) as well as with drought index reconstructed by tree-ring data for the period 1951–2000. However in the last case the correlation is not high (r = 0.34). Our test shows that the correlation between ring width and drought coefficient in the second half of the 20th century did not disappear, but it did weaken.

Thus, low precipitation and high temperature during the warm season limit the growth of Picea Schrenkiana at the lower tree limit. This allowed the reconstruction of the drought index for the last 324 years (fig. 5.30). According to this reconstruction the droughts in the Issyk Kul region occurred in 1742-1743, 1774-1775, 1828-1829, 1856-1857, 1873-1874, 1879–1880, 1884–1885, including those during the instrumental period in 1894–1895 and 1916–1917. The longest droughts occurred in 1768– 1769/1774-1775 and 1741-1742/1748-1749. The tree ring based reconstruction demonstrates a lower interannual variability than the meteorological data due to a lost variance due to regression, although it reproduces well the chronologies of the droughts. In general the 19th century was drier in the Issyk Kul region than the 20th century. The 20th century does not look unusual in terms of drought occurrence over the last three and a half centuries.Using KNMI Climate Explorer (http://climexp.knmi.nl/), reconstructed May-August temperatures in the Tien Shan Mountains show a strong positive correlation with the CRU TS3 grid point temperature data especially over the northeast part of the region (fig. 5.26). The negative correlation of this reconstruction with CRU TS3 precipitation data over the same period is also observed. This is consistent with anti-correlation of summer temperature and precipitation in this region identified earlier basing on meteorological time series (Diurgerov et al., 1995). A negative correlation of the reconstructed May–August temperature with the HadSLP2 sea level pressure (same archive) over the large area of the high latitude from Siberia to the North America is a distinct pattern of the hemispheric significance. The negative correlation means that during the negative anomaly of atmospheric pressure over Siberia warm air is advected from the southwest into its eastern periphery and brings hot summer weather to the Tien Shan Mountains. The correlation fields of the June-September Drought Index reconstruction are somewhat smaller in space, but also consistent with the results on ring-width climatic response at the lower tree limit reported above. There is a positive correlation of our drought reconstructions with the precipitation and negative correlation with temperature in the Tien Shan Mountains.

We explored the correlation of our chronologies with the runoff of 15 Tien Shan rivers and found a good correlation with many of them (up to r = 0.71). The best result was obtained for the annual runoff of the Naryn River that we reconstructed using the multiple regression and two sites SK and DJKU, located in the middle and upper flow of this river:

$rec-N = 926,64 + 843.21 \cdot DJKU + 758,57 \cdot SK$

The model explains 60% of runoff variability (r = 0.76, p > 0.01). The period 1961–1992 was used for calibration of the model, the verification period was 1939–1960 (fig. 5.33).

According to this reconstruction the high river runoff occurred in the late XVIII — early 19th centuries, in the end of 19th century, in 1940s, 1952–1959, 1964–1973, in the end of 20th century. The lowest values occurred in 1917–1918 and coincide with a major drought in Central Asia.

Conclusions, summary and outlook

In this study we demonstrated that the ring width of spruce at the upper tree limit in Tien Shan positively correlates with the summer precipitation of the current year and negatively correlate with summer temperature of the current year. In the Northern Caucasus the fir ring width correlate negatively with the current year warm season (August-September) temperature. On the contrary pine ring width in Caucasus depends positively from the temperature of previous year (May, June and November). It is of interest that in all these cases the correlations with the current year conditions are less prominent than those with the previous one. However all these correlations are weak and not high enough to be used for the climatic reconstructions. Only in Crimea where the climate is very dry the correlation of ring width with the current year precipitation of April-July allowed the reconstruction. In Tien Shan the spruce ring width chronologies from the upper tree limit cross-date well and have a lot in common (r = 0.46). This might be the indication of the common signal for both types of sites, most probably humidity. This parameter is also forcing the river runoff and glacier mass balance. These two are reconstructed in this paper for Tien Shan (Naryn River) and Caucasus (Garabashi Glacier and Teberda River).

The maximum density chronologies of spruce in Tien Shan and pine in Caucasus significantly correlate with warm season temperature of the current year. We compared our warm season reconstructions with those of the Northern Hemisphere (Jones et al., 1999; Briffa et al., 2001; Moberg et al., 2005; D'Arrigo et al., 2006; Wilson et al., 2007; IPCC, 2007; 2013) as well as with the instrumental records and reanalyses (Brohan et al., 2006, http://www.ncdc.noaa.gov/gcag/gcag.html) and volcanic forcings (Zielinski, 1994; Crowley, 2000). Our reconstructions generally show a similarity with these curves at the level of decadal variability. The major difference of our temperature reconstructions is the lack of long-term positive trend in the last century. One can claim that this is connected to the detrending proce-

dure of the tree-ring series, however the instrumental data in Caucasus and Tien Shan which are a century long, also do not show a summer warming trend before 1990s.

The wavelet analysis reveals the cycles 22–27 years long in both reconstructed temperature time series in Caucasus and Tien Shan. The dominating cycles in the reconstructions related to the humidity (precipitation, runoff) are generally shorter, but in the Crimea precipitation reconstruction the 40-year long cycle is also prominent.

The potentials of tree-ring research in the mountains located at the 40–45N in Eurasia are still high. The chronologies can be extended both backward and up to modern time while many of them ends up before the beginning of the intense warming occurred in the last two decades. Great potentials are demonstrated for the maximum density in terms of summer temperature reconstruction (e.g. in Caucasus). Optical density demonstrated great possibilities in this respect and a better replicated regional chronology of optical density will hopefully contribute to a deeper understanding of climate changes in this area.

The problem of the long-term climate variability can be probably resolved by new findings of buried wood and by the use of the RCS detrending as well as by the combination of tree-ring based reconstructions with other proxies better preserving the low frequency variability.

Приложение

Реконструкции гидрометеорологических параметров, полученные в работе

	Тянь-Шань	Кав	каз	Крым	р. Нарын
Годы	Температура воздуха (июнь– август), °С	Температура воздуха (апрель– сентябрь), °С	Баланс массы (Гарабаши), мм в.э.	Осадки (апрель– июнь), мм	Годовой сток, м ³ /сек
1620				244	
1621				227	
1622				318	
1623				195	
1624				234	
1625				412	
1626				402	
1627				162	
1628				138	
1629				238	
1630				447	
1631				205	
1632				130	
1633				239	
1634				180	
1635				253	
1636				126	
1637				209	
1638				204	
1639				315	
1640				319	
1641				354	
1642				172	
1643				314	
1644				340	
1645				62	
1646				304	
1647				273	
1648				204	
1649				410	
1650	9,1			225	

	Тянь-Шань	Кав	каз	Крым	р. Нарын
	Температура	Температура	Баланс	Осалки	Головой
Годы	воздуха	воздуха	массы	(апрель-	сток.
	(июнь–	(апрель-	(Гарабаши),	июнь), мм	м ³ /сек
1.671	август), С	сентяорь), С	ММ В.Э.	200	,
1651	9,4			298	
1652	9,8			188	
1653	9,0			211	
1654	9,7			172	
1655	9,8			314	
1656	10,3			190	
1657	10,3			220	
1658	9,4			213	
1659	10,3			169	
1660	10,0			131	
1661	9,7			183	
1662	9,5			269	
1663	9,8			345	
1664	8,6			138	
1665	10,0			305	
1666	9,5			165	
1667	9,5			217	
1668	9,4			324	
1669	9,5			189	
1670	9,4			284	
1671	9,3			408	
1672	9,0			134	
1673	9,5			283	
1674	8,4			296	
1675	10,2			302	
1676	8,5			108	
1677	9,5			306	
1678	9,3			112	
1679	10,1			190	
1680	9.8			183	
1681	9.3			371	
1682	9,9			335	
1683	9.6			384	
1684	10,2			102	

	Тянь-Шань	Кав	каз	Крым	р. Нарын
Годы	Температура воздуха (июнь– август), °С	Температура воздуха (апрель– сентябрь), °С	Баланс массы (Гарабаши), мм в.э.	Осадки (апрель– июнь), мм	Годовой сток, м ³ /сек
1685	9,6			89	
1686	9,5			225	
1687	9,9			163	
1688	9,0			280	
1689	9,5			378	
1690	9,9			309	
1691	10,0			351	
1692	9,4			419	
1693	10,2			322	
1694	7,1			208	
1695	9,8			152	
1696	7,1			151	
1697	9,4			375	
1698	7,5			216	
1699	9,3			358	
1700	9,3			126	
1701	9,3			222	
1702	10,1			319	
1703	9,2			211	
1704	10,1			178	
1705	10,3			263	
1706	10,0			140	
1707	9,9			188	
1708	10,6			250	
1709	10,3			196	
1710	10,0			170	
1711	10,2			191	
1712	10,1			249	
1713	10,0			237	
1714	9,8			235	
1715	10,0			157	
1716	10,7			231	
1717	9,6			170	
1718	10,0			109	

	Тянь-Шань	Кав	каз	Крым	р. Нарын
	Температура	Температура	Баланс	Осалки	Головой
Годы	воздуха	воздуха	массы	(апрель-	сток
	(июнь–	(апрель-	(Гарабаши),	июнь), мм	м ³ /сек
	август), °С	сентябрь), С	ММ В.Э.	- /)	/
1719	9,7			240	
1720	10,5			271	
1721	10,2			290	
1722	8,5			314	
1723	10,2			378	
1724	9,9			325	
1725	10,3			194	
1726	10,1			295	
1727	11,0			356	
1728	9,3			298	
1729	10,2			446	
1730	10,2			193	
1731	8,4			151	
1732	10,5			330	
1733	10,1			269	
1734	9,3			152	
1735	10,4			281	
1736	9,6			250	
1737	10,3			249	
1738	10,3			294	
1739	9,4			224	
1740	9,5			241	
1741	9,6			180	
1742	10,4			224	
1743	9,6			269	
1744	9,9			256	
1745	8,7			155	
1746	9,5			286	
1747	10,6			182	
1748	9,7			268	
1749	10,0			274	
1750	9,4			293	
1751	9,1			255	
1752	10,6			195	

	Тянь-Шань	Кав	каз	Крым	р. Нарын
-	Температура	Температура	Баланс	Осалки	Головой
1 оды	воздуха	воздуха	массы	(апрель-	сток,
	(ИЮНЬ—	(апрель–	(Гарабаши),	июнь), мм	м ³ /сек
1753	$\frac{1}{0}$	сентяорь), С	мм в.э.	266	103
1754	9,5			200	175
1755	<i>9,9</i>			203	178
1755	10.0			102	190
1750	10,0			195	205
1759	9,2			214	203
1/58	10,3			207	184
1759	10,6			1/3	197
1760	10,3			224	197
1761	7,9			303	198
1762	10,0			209	181
1763	9,4			265	205
1764	9,8			273	204
1765	10,5			311	206
1766	9,9			204	215
1767	9,4			174	195
1768	10,6			228	180
1769	8,8			250	209
1770	10,3			280	196
1771	10,1			131	139
1772	10,3			269	165
1773	10,1			269	184
1774	10,8			287	192
1775	10,6			249	175
1776	10,5			263	199
1777	8,8			249	205
1778	9,4			241	181
1779	8,8			275	212
1780	9,5			319	220
1781	9,2			186	232
1782	9,9			259	200
1783	6,6			255	217
1784	9,1			218	216
1785	9.7			255	220
1786	9,3			327	205

	Тянь-Шань	Кав	каз	Крым	р. Нарын
	Температура	Температура	Баланс	Осалки	Головой
Годы	воздуха	воздуха	массы	(апрель-	сток.
	(июнь–	(апрель-	(Гарабаши),	июнь), мм	м ³ /сек
	август), С	сентябрь), С	ММ В.Э.		,
1787	8,6			166	200
1788	9,3			216	222
1789	10,4			311	200
1790	9,0			171	202
1791	8,9			276	225
1792	10,6			274	239
1793	8,6			140	226
1794	9,7			215	258
1795	9,5			266	251
1796	9,8			237	243
1797	10,8			219	235
1798	10,1			253	204
1799	9,9			327	221
1800	10,6	8,76	-449	289	220
1801	10,2	9,33	-639	185	218
1802	9,6	9,03	-730	254	185
1803	7,5	9,23	-658	182	225
1804	9,3	9,16	-866	334	241
1805	10,4	9,16	299	258	225
1806	9,7	9,67	-895	162	220
1807	11,4	8,85	79	215	228
1808	10,2	9,63	-658	284	211
1809	10,0	8,54	12	269	215
1810	10,4	8,02	441	261	211
1811	8,8	8,64	-48	272	213
1812	8,5	9,17	-83	263	193
1813	7,8	9,20	93	305	224
1814	9,4	9,19	47	322	227
1815	9,6	9,82	-324	139	207
1816	8,1	8,37	956	269	206
1817	8,1	7,76	514	289	215
1818	9,9	8,95	35	201	220
1819	9,3	9,35	-531	264	199
1820	9,7	9,87	-627	294	192

	Тянь-Шань	Кав	каз	Крым	р. Нарын
Годы	Температура воздуха	Температура воздуха	Баланс массы	Осадки	Годовой сток
	(июнь– август), °С	(апрель– сентябрь), °С	(Гарабаши), мм в.э.	июнь), мм	м ³ /сек
1821	10,2	10,13	-313	191	215
1822	10,7	8,71	915	272	207
1823	9,8	9,62	-235	260	212
1824	10,2	9,53	389	266	219
1825	9,6	9,47	348	243	229
1826	10,4	8,30	656	239	230
1827	10,4	9,85	-570	210	218
1828	10,3	9,96	-617	223	226
1829	10,6	9,89	-228	277	200
1830	10,2	9,72	-84	61	194
1831	9,7	9,26	-248	237	200
1832	9,0	8,57	405	230	192
1833	9,8	9,16	172	207	179
1834	10,6	8,63	1101	193	203
1835	9,5	8,16	964	272	181
1836	9,5	9,15	856	221	177
1837	8,6	9,72	425	271	188
1838	9,2	9,76	923	226	208
1839	8,1	9,69	-176	221	199
1840	9,2	9,13	723	150	207
1841	7,3	9,66	151	282	212
1842	10,1	8,62	1354	138	212
1843	10,4	8,80	1608	239	213
1844	9,4	9,70	661	153	155
1845	9,1	9,18	1653	165	197
1846	9,4	9,17	2029	226	220
1847	9,3	10,07	709	244	194
1848	9,7	9,73	448	196	191
1849	9,4	9,66	395	186	194
1850	8,8	9,35	504	269	171
1851	8,5	10,15	248	211	196
1852	10,2	9,00	1349	206	199
1853	9,6	9,86	365	302	213
1854	9,9	9,16	141	220	213

	Тянь-Шань	Кав	каз	Крым	р. Нарын
Годы	Температура воздуха (июнь– август), °С	Температура воздуха (апрель– сентябрь), °С	Баланс массы (Гарабаши), мм в.э.	Осадки (апрель– июнь), мм	Годовой сток, м ³ /сек
1855	9,4	9,04	257	257	210
1856	10,6	9,51	-519	340	211
1857	10,8	8,51	373	309	181
1858	9,1	8,88	227	221	171
1859	9,6	10,21	200	298	176
1860	10,3	9,86	736	318	214
1861	10,1	9,20	1440	149	186
1862	9,4	8,68	1529	230	200
1863	10,3	9,08	1042	238	198
1864	10,0	9,44	813	209	168
1865	9,7	8,47	1976	316	188
1866	10,0	10,20	385	255	205
1867	9,9	9,04	1284	253	191
1868	9,6	9,56	737	272	191
1869	7,3	9,66	559	290	207
1870	9,8	9,25	891	216	217
1871	10,2	9,27	599	332	195
1872	10,3	10,64	74	293	182
1873	10,1	9,82	650	310	184
1874	10,6	9,08	1368	230	178
1875	10,1	8,37	1765	261	201
1876	10,3	9,77	411	369	206
1877	9,5	9,65	595	156	199
1878	11,0	9,62	663	204	217
1879	10,3	9,99	667	222	204
1880	9,5	9,63	-767	178	189
1881	10,8	9,60	695	261	217
1882	9,0	9,68	178	173	219
1883	9,6	9,72	-116	184	230
1884	10,0	8,03	1049	241	211
1885	8,4	9,57	-170	257	186
1886	8,6	9,06	-794	364	220
1887	8,7	9,08	-305	162	206
1888	9,8	9,79	-864	231	222

	Тянь-Шань	Кав	каз	Крым	р. Нарын
Годы	Температура воздуха (июнь– август), °С	Температура воздуха (апрель— сентябрь), °С	Баланс массы (Гарабаши), мм в.э.	Осадки (апрель– июнь), мм	Годовой сток, м ³ /сек
1889	10,0	9,68	-706	186	203
1890	8,5	9,53	-413	204	215
1891	10,1	9,43	343	205	202
1892	9,6	9,78	-425	247	220
1893	9,6	9,02	56	198	229
1894	9,5	9,22	-195	222	226
1895	9,0	8,61	175	221	191
1896	9,7	9,52	-389	218	234
1897	9,1	9,34	-530	263	225
1898	9,6	8,60	168	238	221
1899	9,8	9,79	-246	242	229
1900	9,5	8,96	533	240	231
1901	9,4	9,88	351	324	229
1902	8,8	8,70	905	252	225
1903	8,9	8,94	182	322	238
1904	9,8	8,84	479	169	224
1905	8,5	9,38	-400	245	220
1906	9,3	9,16	-600	313	224
1907	8,6	8,91	144	226	201
1908	10,0	9,68	-1035	224	232
1909	9,3	9,74	-791	248	204
1910	9,4	9,27	-315	251	231
1911	9,3	8,55	660	165	203
1912	10,4	9,85	-505	282	192
1913	9,6	10,07	-550	303	202
1914	10,8	8,47	426	358	206
1915	9,6	8,53	589	284	186
1916	11,1	9,95	81	250	208
1917	9,6	9,73	79	361	137
1918	9,3	9,63	-162	141	178
1919	10,2	9,36	-258	298	214
1920	7,5	9,83	124	163	209
1921	9,0	9,80	-429	174	217
1922	8,8	9,40	-349	268	208

	Тянь-Шань	Кав	каз	Крым	р. Нарын
	Температура	Температура	Баланс	Осолиги	Голорой
Годы	воздуха	воздуха	массы	Осадки	ГОДОВОИ
	(июнь–	(апрель-	(Гарабаши),	(апрель–	M ³ /cek
	август), °С	сентябрь), °С	ММ В.Э.	mondy, ww	M / COK
1923	9,3	9,03	-24	191	197
1924	9,9	9,65	-692	146	230
1925	10,4	9,87	-918	253	214
1926	10,6	8,75	-483	201	210
1927	10,7	9,35	-1073	229	193
1928	9,7	8,55	301	112	218
1929	10,4	9,23	-44	188	213
1930	9,9	9,28	197	275	225
1931	10,0	9,56	435	268	226
1932	9,6	9,01	792	320	218
1933	11,1	8,52	749	313	225
1934	9,1	9,08	566	200	202
1935	10,0	9,94	-342	239	223
1936	9,4	8,76	423	270	227
1937	9,8	9,77	369	185	213
1938	9,8	9,69	134	228	194
1939	10,3	8,97	760	299	224
1940	8,9	10,20	55	258	196
1941	9,8	9,61	-420	296	227
1942	9,9	9,47	-109	167	244
1943	10,4	9,23	67	317	215
1944	10,9	9,10	209	258	206
1945	9,7	8,73	358	172	191
1946	9,2	9,74	-497	226	194
1947	10,5	8,93	213	164	182
1948	10,3	9,54	90	239	207
1949	9,1	8,91	348	225	178
1950	10,0	9,56	-76	260	211
1951	9,1	10,10	-173	349	203
1952	9,9	10,04	-444	198	246
1953	9,6	9,03	-120	193	250
1954	8,3	9,74	-1022	276	210
1955	10,0	9,63	-446	239	248
1956	10,2	8,24	324	313	250

	Тянь-Шань	Кав	каз	Крым	р. Нарын
Годы	Температура воздуха (июнь– август), °С	Температура воздуха (апрель— сентябрь), °С	Баланс массы (Гарабаши), мм в.э.	Осадки (апрель– июнь), мм	Годовой сток, м ³ /сек
1957	8,5	9,77	-1035	161	216
1958	8,6	9,14	-98	175	224
1959	9,8	8,07	916	269	245
1960	10,4	9,19	340	303	227
1961	10,2	9,21	247	273	165
1962	10,1	10,51	-653	268	193
1963	9,4	9,27	304	184	208
1964	8,5	8,75	447	210	209
1965	9,4	9,94	-495	261	199
1966	9,2	9,89	-496	282	226
1967	9,5	8,68	366	251	209
1968	9,6	9,32	-124	169	233
1969	9,7	9,73	-344	204	221
1970	9,0	9,02	-5	252	222
1971	9,8	9,70	-563	217	230
1972	8,3	9,58	-724	250	181
1973	10,4	8,68	535	283	229
1974	8,6	8,55	758	200	171
1975	9,7	9,83	111	195	178
1976	10,2	8,45	1160	204	170
1977	9,8	9,36	-334	366	191
1978	10,9	8,72	159	260	210
1979	9,4	10,32	-648	201	181
1980	10,2	9,58	-270	234	194
1981	8,7	8,76	635	244	201
1982	9,2	8,88	439	217	174
1983	10,2	8,94	-242	305	197
1984	11,1	8,41	500	224	194
1985	10,0	9,57	-166	281	181
1986	8,9	9,96	-170	257	194
1987	9,2	8,56	761	154	197
1988	9,2	8,74	273	227	209
1989	8,2	9,60	23	239	214
1990	9,3	8,99	427	184	218

	Тянь-Шань	Кав	каз	Крым	р. Нарын
Годы	Температура воздуха (июнь– август), °С	Температура воздуха (апрель– сентябрь), °С	Баланс массы (Гарабаши), мм в.э.	Осадки (апрель– июнь), мм	Годовой сток, м ³ /сек
1991	9,6	9,37	-370	276	204
1992	9,5	8,34	454	280	217
1993	8,9	9,13	46	332	239
1994	10,9	8,84	-200	176	267
1995	10,7	9,24	-276	238	250
1996		9,21	-309	163	
1997		8,57	153	305	
1998		10,00	-1240	316	
1999		9,29	-802	195	
2000		9,50	-520	196	
2001		9,71	-691	272	
2002		8,90	180	250	
2003		9,58	-31		
2004		9,42	104		
2005		9,46	-211		

Научное издание

О.Н. Соломина, Е.А. Долгова, О.Е. Максимова

Реконструкция гидрометеорологических условий последних столетий на Северном Кавказе, в Крыму и на Тянь-Шане по дендрохронологическим данным

Выпускающий редактор М.В. Беглецова Корректор М.К. Одинокова Оригинал-макет Л.А. Философова Дизайн обложки О.Е. Максимова

Подписано в печать 15.10.2012. Формат 60х90 ¹/₁₆ Бумага офсетная. Печать офсетная Усл.-печ. л. 14,5 Тираж 400 экз. Заказ № 2498

> Издательство «Нестор-История» 197110 СПб., Петрозаводская ул., д. 7 Тел. (812)235-15-86 e-mail: nestor_historia@list.ru www.nestorbook.ru

Отпечатано в типографии «Нестор-История» 198095 СПб., ул. Розенштейна, д. 21 Тел. (812)622-01-23



a)



б)

Рис. 1.1. Положительные и отрицательные аномалии температуры (красные и синие пунсоны соответственно) и осадков (зеленые и коричневые треугольники соответственно) для среднего за столетия (а) 1650–1750 и (б) 1750–1850 гг. (Wanner et al., 2011)



Рис. 2.2. Сравнение профилей по максимальной плотности колец: до (а) и после (б) удаления смолы



Рис. 3.1. Район работ. Места отбора образцов на дендрохронологический анализ, использованные метеостанции и положение озер Сакского и Чокрак





Рис. 3.5. Сосновый лес на склоне горы Ай-Петри, где проводился отбор образцов на дендрохронологический анализ



Рис. 3.14. Положительные и отрицательные аномалии температуры (красные и синие пунсоны соответственно) и осадков (зеленые и коричневые треугольники соответственно) для столетия 1050–1150 гг. (Wanner et al., 2011). Звёздочкой показаны аномалии увлажнённости в Крыму



Рис. 4.1. Карта района работ на Кавказе. Цифрами показаны: *1* — Тебердинский заповедник, *2* — национальный парк Приэльбрусье. Латинскими буквами обозначены названия древесно-кольцевых хронологий



a)



Рис. 4.11. Сосны на верхней границе леса в долинах рек Кизгич (*a*) и Теберда (*б*)



Рис. 4.14. Непрерывное вэйвлет-преобразование стандартных хронологий. *Чёрные границы* обозначают области, значимые с вероятностью более 90 % на фоне красного шума



Продолжение рис. 4.14



Рис. 4.15. Пространственная корреляция индексов хронологии максимальной плотности сосны MaxD со среднемесячными температурами воздуха апреля−сентября данных реанализа NCEP/NCAR (1948–2005 г.; *p* < 0,01)



Рис. 4.19. Сравнение реконструированных данных: *красная линия* построена для периода 1956—1980; *синяя* для 1981—2005 и *зелёная* для всего 1956—2005 гг.



Рис. 4.29. Реконструкции баланса массы ледников по дендрохронологическим данным — Гарабаши (красная линия; настоящая работа), Хинтерайсфернер (голубая линия; Nicolussi and Patzelt, 1996) и по метеорологическим данным — Гарабаши (розовая линия; Рототаева и др., 2000), Джанкуат (зелёная линия; Дюргеров, Поповнин, 1981). Ряды нормированы и сглажены 7-летним скользящим средним



Рис. 5.1. Внутригодовое распределение стока (Q, м³/сек) по основному створу Нарына и среднего относительного вклада (P, %) месячных осадков в годовую сумму. Различными цветами показаны величины стока на трех основных гидропостах и в бассейне Нарына. Штриховая заливка относительный вклад измеренного количества осадков (рисунок В.Г. Коновалова)



Рис. 5.3. Сравнение дендрохронологических реконструкций температуры воздуха теплого периода для Тянь-Шаня



Рис. 5.4. Районы дендрохронологических исследований на Тянь-Шане. Зеленый маркер — районы наших работ, *желтый маркер* — исследования других авторов (пояснения в тексте)



Рис. 5.5. Еловые леса на Тянь-Шане



Рис. 5.17. Вейвлет-анализ сводных хронологий:
(*a*) — TSH UP, (*δ*) — TSH DOWN, (*в*) — Dmax. *Черные границы* обозначают области,
значимые с вероятностью более 95 % на фоне красного шума



Рис. 5.18 а, б



Рис. 5.18 в, г





Рис. 5.19. Связь ширины годичных колец ели Шренка и метеопараметров (среднемесячной температуры воздуха апреля текущего, температуры и осадков июля—августа предыдущего года) с данными высокогорной метеостанции. Сравнение с данными высокогорной метеостанции Тянь-Шань (верхняя карта) и низкорасположенной метеостанции Рыбачье (нижняя карта)



Рис. 5.20. Поля распределения корреляционных связей между локальными хронологиями в проекции двух главных компонент:

(a) — для верхней и нижней границ леса, (δ) — для нижней границы леса,
 (в) — для верхней границы леса



Рис. 5.21. Карта вариаций нормированных величин приростов ели (отмечены изолиниями) на разных площадках в 1917 году (составлена А.А. Медведевым)





Рис. 5.23. Инструментальный (синия линия) и реконструированный (жёлтая линия) годовой сток р. Нарын для гп Кекирим



Рис. 5.24. Вейвлет-анализ реконструкции обема годового стока. Черные границы обозначают области, значимые с вероятностью более 95% на фоне красного шума



Рис. 5.26. Корреляция реконструированной летней температуры воздуха Центрального Тянь-Шаня и данных из сеточного температурного архива CRU TS3.1 за июнь–август за период 1901–1995 гг.


Рис. 5.27. Вейвлет-анализ реконструкции температуры воздуха на Тянь-Шане. Черные границы обозначают области, значимые с вероятностью более 95% на фоне красного шума



Рис. 5.33. Реконструированная летняя температура воздуха для северо-западной Монголии (D'Arrigo et al., 2000) и Центрального Тянь-Шаня (настоящая работа). Значения нормированы. Жирной линией показаны 11-летние скользящие средние