

## ПРОЦЕССЫ МАКРОЦИРКУЛЯЦИИ И ИЗМЕНЕНИЕ РЕЧНОГО СТОКА В БАССЕЙНАХ ВЕРХНЕЙ И СРЕДНЕЙ ОБИ

В.В. Паромов\*, Н.И. Савельева\*\*, Л.Н. Василевская\*\*

\*Томский государственный университет, \*\*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток

В работе представлены особенности макросиноптических процессов над Западной Сибирью и закономерности их многолетней изменчивости во второй половине XX века. Рассмотрена реакция местных климатических показателей (приземная температура воздуха и осадки) на изменения в режиме макроциркуляционных процессов. На этом фоне выявлено значимое изменение внутригодового режима стока в сторону увеличения зарегулированности (сглаживание гидрографа стока). В то же время, несмотря на текущие значительные изменения климатических характеристик, норма стока рек бассейна Верхней и Средней Оби пока остается без изменений.

### 1. Введение

Поверхностный сток, являясь интегральной характеристикой водного баланса речного бассейна, чутко реагирует на изменение климата. Норма стока рек зависит от количества осадков, приходящих на поверхность водосбора и испарения с этой поверхности. Внутригодовое распределение стока зависит от соотношения источников питания, сезонного распределения осадков, интенсивности снеготаяния и водоотдачи. Все эти факторы напрямую связаны с атмосферной циркуляцией, которая претерпевает изменения благодаря воздействию внешней среды [1]. Тенденция к потеплению, начавшаяся в конце 60-х – начале 70-х годов, стала наиболее выраженной во второй половине 80-х и 90-е годы, которые относятся к самому теплomu периоду уходящего столетия. Максимум потепления охватывает районы 55–75° с.ш. и восточнее 90° в.д., т.е. Западную и Восточную Сибирь [15].

Атмосферная циркуляция в данной работе характеризуется принятой в отечественной метеорологии повторяемостью (в днях) типа термобарического поля в нижней тропосфере (форма атмосферной циркуляции). Преобладание меридиональных или зональных потоков в атмосфере оценивалось аномалиями повторяемости той или иной формы [2].

Интенсивность атмосферной циркуляции определяется состоянием центров действия атмосферы (ЦДА). Основными центрами, влияющими на климат Западной и Восточной Сибири, являются Сибирский максимум и Алеутская депрессия. В настоящей работе перечисленные ЦДА характеризовались среднемесячными значениями давления в области их стационарирования, площадью и географическими координатами за период с конца 40-х до середины 90-х годов.

Выявление современных тенденций в рядах климатических показателей (атмосферной циркуляции, параметров центров действия атмосферы, температуры воздуха и осадков) необходимо для правильного понимания причин трансформации характеристик речного стока. Для их выявления применялись наиболее эффективные на наш взгляд методы анализа однородности и тренд – анализа временных рядов. Получив значение параметра тренда в конкретной точке (метеостанция, гидрологический створ) и применив методы географических обобщений, эти оценки рас-

пространялись на всю исследуемую территорию. Это позволило получить средние для выделенных районов и высотных зон величины параметра тренда. Материалами для исследования послужили данные по 33 гидрометеорологическим станциям Западно-Сибирского управления Роскомгидромета за 1951–1998 гг.

### 2. Особенности макросиноптических процессов и их многолетняя изменчивость

В теплый период года погода Западной Сибири в основном определяется циклоническими процессами. В северных районах циклоны развиваются на арктическом фронте, вызывая образование низкой облачности, осадков и понижение температуры. Ныряющие циклоны, в свою очередь, выносят «порции» холодного воздуха далеко в южные районы Западной Сибири. Погода на юге Западной Сибири обусловлена не только западными, но и южными циклонами, которые приносят сюда значительные осадки. Антициклональные процессы летом сопровождаются суховеями и довольно часто засухами.

В холодную половину года под влиянием блокирования Уральским хребтом западных переносов создаются наиболее благоприятные условия формирования антициклона практически над всей Западной Сибирью. Сибирский антициклон – это наиболее длительный и устойчивый синоптический процесс холодного полугодия. Процесс уральского высотного блокирования обуславливает, в конечном итоге, выход ныряющих циклонов на Западную Сибирь из районов Баренцева и Карского морей. Сильные морозы и затишья прерываются сильными метелями [12].

Географическая локализация Сибирского антициклона, его интенсивность и распространение по площади играют важную роль в формировании характера атмосферных процессов над азиатским материком. Сибирский антициклон начинает формироваться в сентябре в горных районах Сибири и Центральной Азии, максимального развития достигает в зимние месяцы, а разрушается в мае-июне. По многолетним данным [10] центр антициклона на протяжении этого холодного периода располагается в районе 49°–52° с.ш. и 88°–98° в.д.

Площадь, занимаемая Сибирским максимумом (с сентября по май с 1957 по 1989 гг.), рассчитывалась

по методике, предложенной Ильинским [7], которая заключается в определении относительной площади (в процентах) северной половины Азии (севернее 40°с.ш.), занятой изобарами с антициклонической кривизной. Как правило, они соответствовали либо изобаре 1015 гПа, либо 1020 гПа. Данные по изменчивости площади Алеутской депрессии (млн км<sup>2</sup>), ограниченной изобарой 1005 гПа, заимствованы из работы [4].

Для анализа многолетних изменений макросиноптических процессов над территорией Западной Сибири, определяющих климат и его многолетнюю изменчивость в бассейне Верхней и Средней Оби, использовались формы циркуляции Вангенгейма–Гирса. С их помощью можно охарактеризовать меридиональные и зональные составляющие воздушных переносов [2]. В соответствии с этой классификацией макросиноптические процессы над Атлантико-евразийским сектором, которые определяют климатические особенности региона, можно свести к трем основным формам: зональной (W) и двум меридиональным формам (С и Е). Для каждой формы характерно определенное географическое распределение аномалий барического поля, а с этим связаны различные пространственные особенности аномалий метеорологических элементов.

При доминировании зональной формы атмосферной циркуляции (W) углубляется исландский минимум, а сибирский антициклон ослабевает, что особенно заметно в северо-западной и западной его оконечности. Это способствует глубокому проникновению воздуха Атлантического океана на территорию Западной Сибири, хотя Уральские горы и служат некоторым препятствием. Зональные процессы в течение всего года вызывают повышение температуры и избыток осадков над южной частью Западной Сибири.

При меридиональных процессах Е и С-форм локализация очагов тепла и холода, избытка и дефицита осадков противоположна и зависит от расположения теплых тропосферных гребней и холодных ложбин [1]. Развитие С-формы циркуляции сопровождается частым выходом юго-западных циклонов, развивающихся на полярном фронте в передней части высотной ложбины, что также вызывает избыток осадков в бассейне Верхней Оби.

Пространственное распределение осадков при Е-форме циркуляции, определяется разновидностью последней [1]. Так, господство  $E_{M1}$  приводит к избытку осадков над Сибирью, что связано с активизацией циклонической деятельности. При развитии  $E_{M2}$  и  $E_3$  наиболее вероятен дефицит атмосферных осадков, связанный с наличием в толще тропосферы над Сибирью высотного гребня, что усиливает процессы антициклогенеза [7].

По нашим расчетам за период с 1935 по 1997 гг. формы W, С, Е имели следующую годовую повторяемость: W – 100, Е – 171, С – 94 дня [9].

Со второй половины 30-х до середины 60-х годов наблюдались положительные аномалии W-типа циркуляции. Затем до середины 80-х годов они были отрицательными (в этот период преобладали меридиональные процессы С и Е). В конце 80-х – начале 90-х гг.

произошла смена знака аномалий. Наблюдается рост зональной формы циркуляции и уменьшение меридиональных форм (рис. 1).

В конце 60-х–начале 70-х годов при господстве меридиональных форм циркуляции (положительные аномалии Е+С) наблюдался интенсивный рост давления в центре сибирского антициклона. Тесная связь обнаружена между повторяемостью Е формы циркуляции и давлением в центре сибирского антициклона (рис. 2).

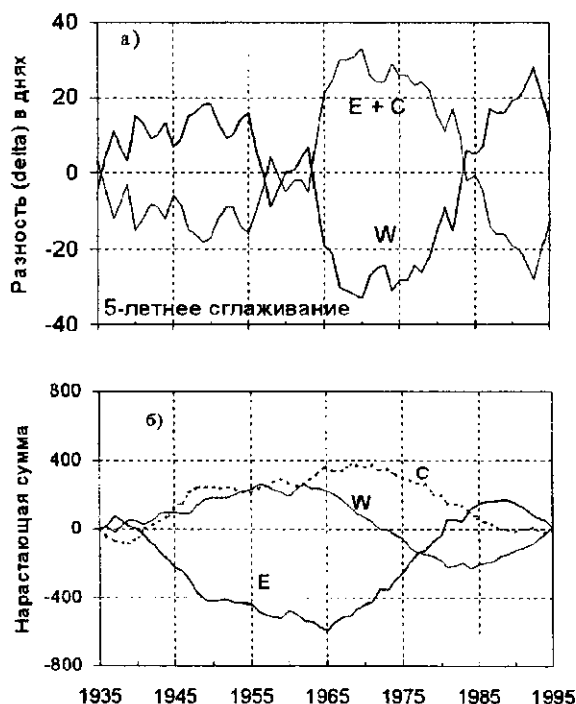


Рис.1 Многолетний ход аномалий индексов атмосферной циркуляции (а) и их интегральные кривые различных форм (б)

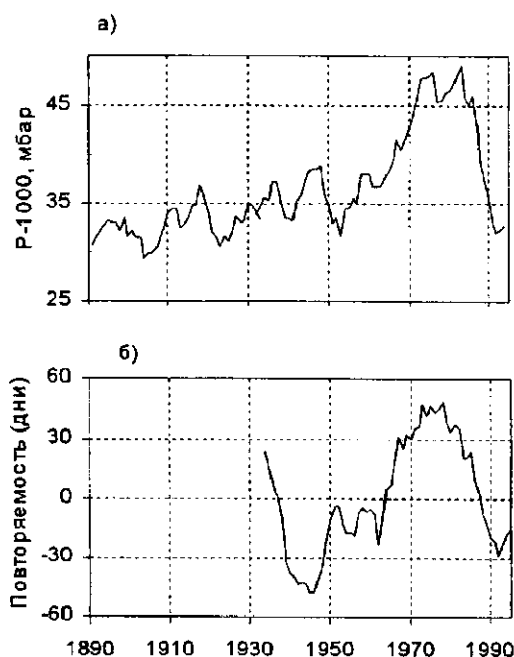


Рис.2 Изменение давления в центре Сибирского антициклона в декабре (а) и ход аномалий повторяемости Е-типа (б)

Рассмотрим вариации аномалий форм циркуляции на примере интегральных кривых аномалий этих форм (рис. 1, б). Интегральные кривые представляют собой накопленные аномалии параметра в течение определенного времени. С начала изучаемого периода наблюдается рост интегральных кривых W и С, что обуславливает избыток осадков на территории Западной Сибири. W-тип до конца 50-х гг., а С-тип до начала 70-х гг. Затем, до конца 70-х W-тип падает, а затем начинается рост до середины 90-х гг. Спад интегральной кривой С-типа атмосферной циркуляции продолжается до конца 80-х гг. В ходе интегральной кривой аномалий Е-типа, которая отличается наибольшей среднегодовой повторяемостью, ярко выражен перелом в середине 60-х гг., свидетельствующий о перестройке макропроцессов.

На рубеже 70-х гг. произошли существенные изменения в расположении и интенсивности основных центров действия атмосферы – Сибирского антициклона и Алеутской депрессии, оказывающих влияние на климат азиатского континента: контраст между ними увеличился на 5,1 гПа, с 35,2 до 40,3 гПа. Несмотря на удаление центров друг от друга на 4,1° (табл. 1), горизонтальный градиент давления также увеличился в среднем с 0,41 до 0,46 гПа/град.долготы. Его максимальные значения отмечались в 1977 г. (0,65 гПа/град) при экстремальном развитии Сибирского максимума и в 1983 г. (0,54 гПа/град) в период

Таблица 1  
Среднепогодные характеристики центров действия атмосферы

| Характеристика                             | 1947–1970 |          | 1971–1990 |          |             |
|--------------------------------------------|-----------|----------|-----------|----------|-------------|
|                                            | Норма     | $\sigma$ | Норма     | $\sigma$ |             |
| Сибирский максимум                         |           |          |           |          |             |
| Давление (гПа)                             | 1033,5    | 3,46     | 1037      | 4,73     | 3,5         |
| Широта (град.)                             | 50,3      | 2,11     | 50        | 0,82     | -0,3        |
| Долгота (град.)                            | 98        | 3,83     | 96        | 3,39     | -2,0        |
| Алеутская депрессия                        |           |          |           |          |             |
| Давление (гПа)                             | 998,3     | 3,67     | 996,7     | 4,74     | -1,6        |
| Широта (град.)                             | 50,7      | 2,06     | 50,8      | 2,04     | 0,1         |
| Долгота (град.)                            | 182       | 8,11     | 184,1     | 10,4     | 2,1         |
| Разность между центрами действия атмосферы |           |          |           |          |             |
| Давление (гПа)                             | 35,2      |          | 40,3      |          | По<br>норме |
| Широта (град.)                             | 0,4       |          | 0,8       |          |             |
| Долгота (град.)                            | 84        |          | 88,1      |          |             |

наибольшего развития Алеутской депрессии. При смене циркуляции на W-форму в середине 80-х гг. центр Сибирского максимума начал смещаться к югу (рис. 3), что привело к усилению зональных потоков. Это вызвало существенные изменения в режиме температуры и осадков на территории северо-восточной части Азиатского континента [17], аналогичный «климатическому сдвигу», который идентифицирован в середине – конце 70-х гг. в северной части Тихого океана [16].

В результате произошедшей перестройки атмосферной циркуляции произошло изменение климати-

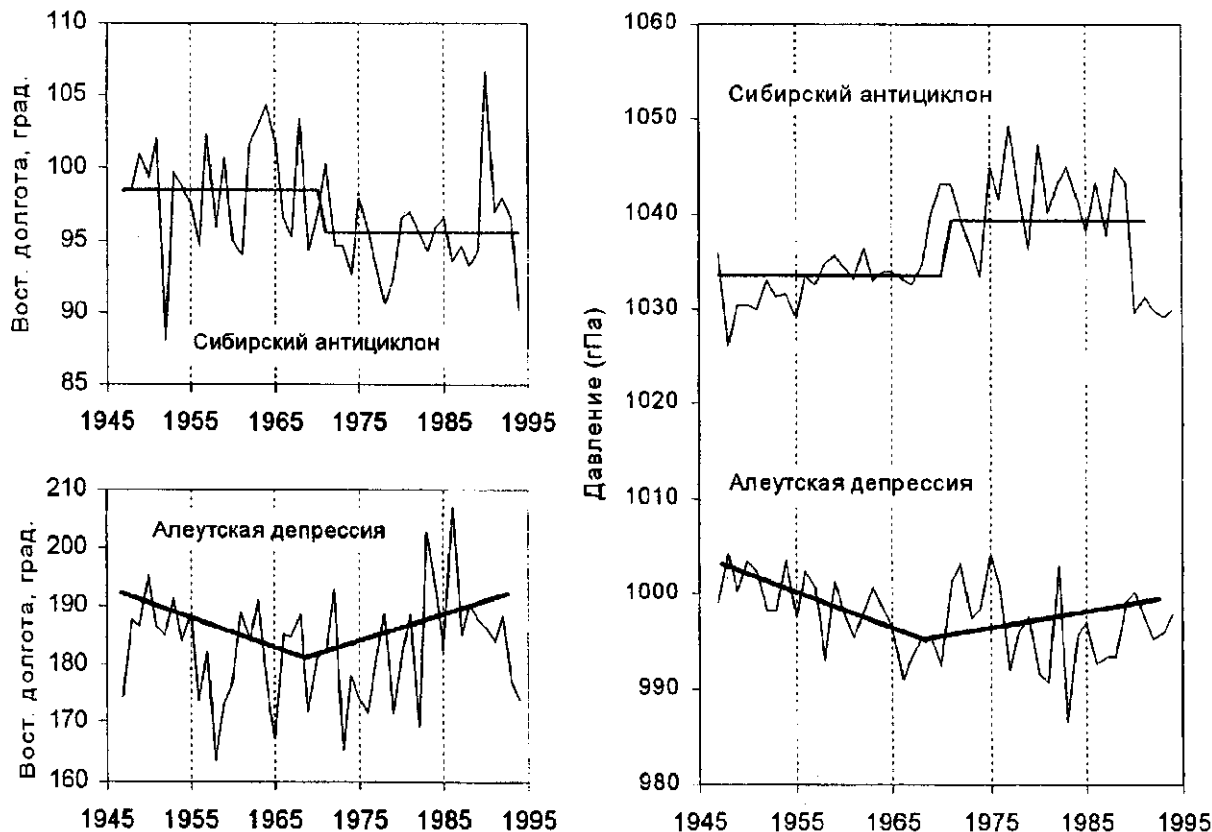


Рис.3. Многолетняя изменчивость долготной координаты и давления в центре Сибирского антициклона и Алеутской депрессии

ческих показателей в бассейнах Верхней и Средней Оби, в частности, ее основных показателей – приземной температуры воздуха и атмосферных осадков.

### 3. Изменение приземной температуры воздуха

В результате проведенного анализа величин параметра тренда среднегодовых и сезонных температур воздуха, а также годовой амплитуды среднемесячных температур воздуха удалось выявить основные закономерности изменения этих климатических показателей в разных типах рельефа. Выявлены четыре основные схемы изменения температуры воздуха на исследуемой территории. Каждая такая схема характерна для определенного типа рельефа и сочетаний ландшафтов. Общим для выделенных районов является значимое увеличение среднегодовых и зимних температур воздуха, сопровождающееся уменьшением годовой амплитуды.

**Горный Алтай.** Для этой территории характерно сочетание высоких горных хребтов с обширными межгорными котловинами. В горах рельеф является универсальной характеристикой климатических процессов. Поэтому очевидным было предположить, что параметр тренда ( $\Delta\theta$ ), также подчиняется закону высотной поясности, что выражается в наличии зависимости от высоты местности (высоты расположения

метеостанции). В то же время климатические условия межгорных котловин резко отличаются от таковых в долинах, на склонах и водоразделах при одной и той же высоте местности. Это связано с сильным влиянием местных (азональных) факторов. Степень их влияния на формирование климата и соответственно  $\Delta\theta$ , можно учесть через суммарный показатель – параметр котловинности К [14]. Таким образом, для данной территории характерны две схемы увеличения среднегодовой температуры воздуха. Одна из них характерна для межгорных котловин, вторая – для всей остальной территории (рис. 4).

**Температура зимнего сезона (ноябрь–март).** Для нее характерен значимый положительный тренд высокой обеспеченности. Самые большие величины параметра тренда  $\Delta\theta$ , ( $^{\circ}\text{C}/10$  лет) отмечаются на станциях низкогогорья (с высотами менее 1000 м), около  $0,61^{\circ}\text{C}/10$  лет. С ростом абсолютной высоты местности отмечается уменьшение его значений. На высотах более 2000 м величина параметра тренда составляет около  $0,43^{\circ}\text{C}/10$  лет. Выявлена хорошая зависимость степени увеличения зимних температур воздуха от высоты местности. На 72% вариация параметра тренда объясняется изменением высоты. Отмечается сначала резкое падение величины параметра тренда на высотах от 300 до 1000 м, а затем он практически постоянен, изменяясь в пределах от  $0,45$  до  $0,43^{\circ}\text{C}/10$  лет.

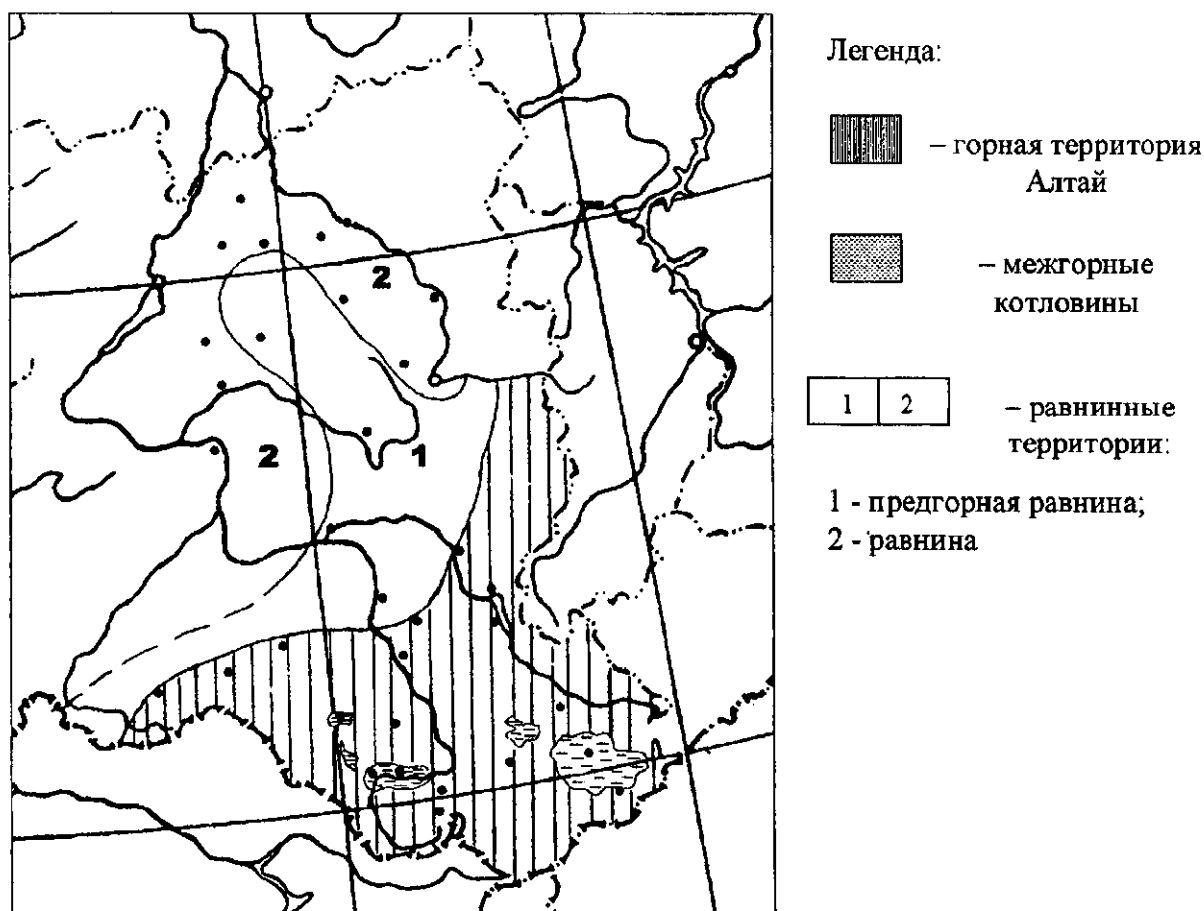


Рис. 4. Районирование территории бассейна Верхней и Средней Оби по интенсивности процессов потепления

Таким образом, интенсивность потепления зим на разных высотах различна. В низкогорье среднесимные температуры воздуха выросли за 48 лет на  $2,9^{\circ}\text{C}$ , тогда как в среднегорье и высокогорной зоне на  $2,1^{\circ}\text{C}$ .

В котловинах Горного Алтая отмечается максимальная интенсивность потепления зимнего сезона, в среднем  $0,82^{\circ}\text{C}/10$  лет. Формирование отрицательных температур воздуха в котловинах в зимнее время во многом определяется их морфологическими особенностями, выраженных через параметр котловинности. Соответственно и степень потепления зим также во многом определяется морфологическим строением котловин. Выявлена прямая зависимость между параметром котловинности и параметром тренда зимних температур воздуха (рис. 5). Максимальное значение  $\Delta\theta_i = 1,21^{\circ}\text{C}/10$  лет характерно для Чуйской котловины ( $K = 1,75$ ).

Для весны (апрель–май) характерна слабая значимая положительная тенденция. Рост температуры воздуха за исследуемый период составил: в зоне низкогорья –  $1,6^{\circ}\text{C}$ , в высокогорье –  $1,5^{\circ}\text{C}$ . Учитывая возможность ошибки при нахождении средних для высотных зон значений параметра тренда, можно сделать вывод о приблизительно ровном фоне повышения температуры воздуха весеннего сезона. В котловинах средняя интенсивность потепления весны немного меньше,  $\Delta\theta_i = 0,27^{\circ}\text{C}/10$  лет, чем на окружающих их склонах гор. Также как для зимы характерно увеличение параметра тренда с ростом  $K$  (рис. 5).

Температура летнего сезона (июнь – июль) незначительно увеличивается. Величина положительной тенденции составляет около  $0,13^{\circ}\text{C}/10$  лет, причем она постоянна на всем Горном Алтае. Рост среднелетних температур воздуха с 1951 по 1998 гг. составил  $0,6^{\circ}\text{C}$ .

Средняя температура осени (сентябрь–октябрь) остается неизменной. Хотя и отмечено незначительное повышение температуры воздуха (табл. 2), но на уровне обеспеченности  $\alpha = 5\%$  выявленные параметры тренда статистически незначимы, а ряд среднесезонных температур воздуха остается однородным.

На территории Горного Алтая выявлен значимый рост среднегодовых температур воздуха. В низкогорье они выросли на  $2,2^{\circ}\text{C}$ , в высокогорье на  $1,7^{\circ}\text{C}$ , в пределах межгорных котловин на  $2,5^{\circ}\text{C}$ . Увеличение среднегодовой температуры объясняется в основном ростом температур зимнего и весеннего сезонов (табл. 2). Одновременно с увеличением среднегодовых температур идет уменьшение годового размаха среднемесячных температур воздуха. На всех станциях отмечены значимые отрицательные тенденции. Уменьшение годовой амплитуды объясняется более сильным ростом температур зимних месяцев, по сравнению с летними месяцами. Там, где отмечен более значимый рост температуры зимнего сезона, выявлено более интенсивное снижение годового размаха среднемесячных температур воздуха (табл. 2).

Равнинная территория. Для выявления закономерностей в процессе увеличения приземной температуры

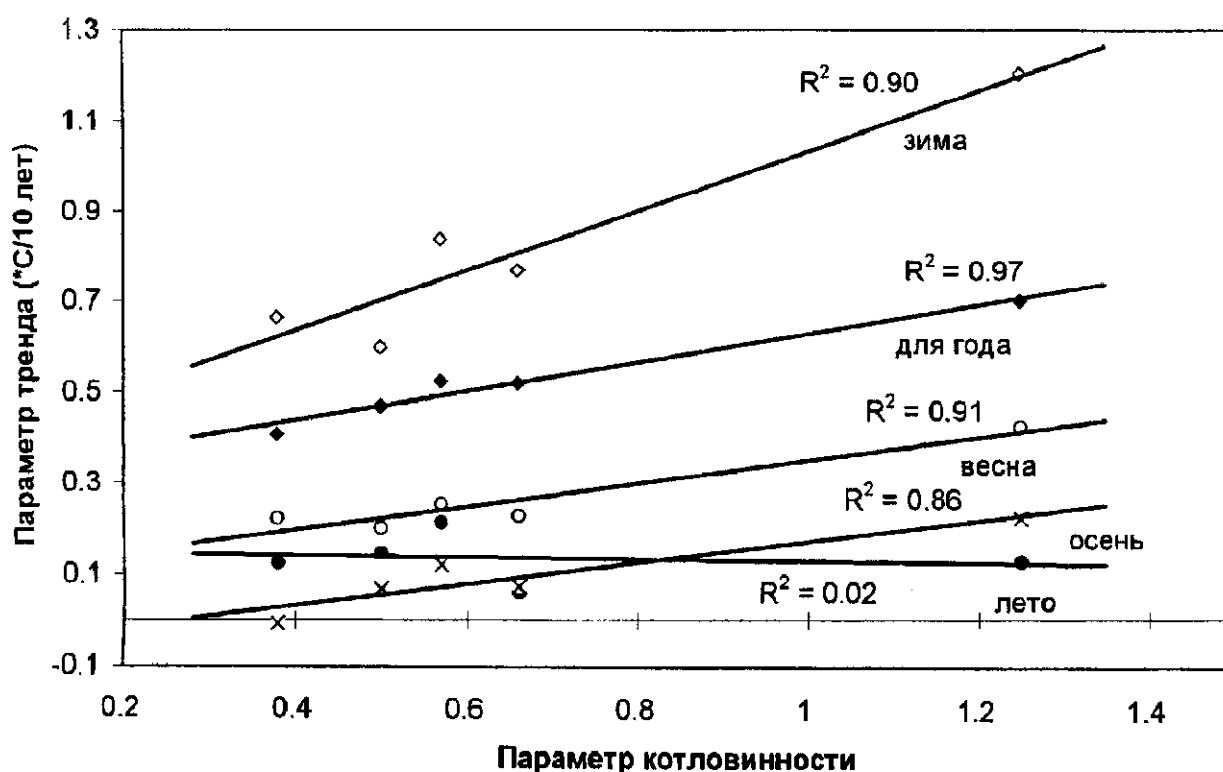


Рис. 5. Зависимость интенсивности увеличения приземных температур воздуха от параметра котловинности

Таблица 2

Значения параметра тренда сезонных и среднегодовой температуры воздуха, а также амплитуды среднемесячных температур воздуха ( $^{\circ}\text{C}/10$  лет) в Горном Алтае

| Сезон     | Низкогорье   | Высокогорье  | Межгорные котловины |
|-----------|--------------|--------------|---------------------|
| Зима      | <b>0,61</b>  | <b>0,43</b>  | <b>0,82</b>         |
| Весна     | <u>0,34</u>  | <u>0,31</u>  | <u>0,27</u>         |
| Лето      | <u>0,13</u>  | <u>0,12</u>  | <u>0,13</u>         |
| Осень     | <u>0,09</u>  | <u>0,13</u>  | <u>0,10</u>         |
| Год       | <b>0,45</b>  | <b>0,35</b>  | <b>0,52</b>         |
| Амплитуда | <b>-0,69</b> | <b>-0,48</b> | <b>-1,06</b>        |

Примечание: жирный шрифт – значимые тренды; подчеркнуты – значимые тенденции

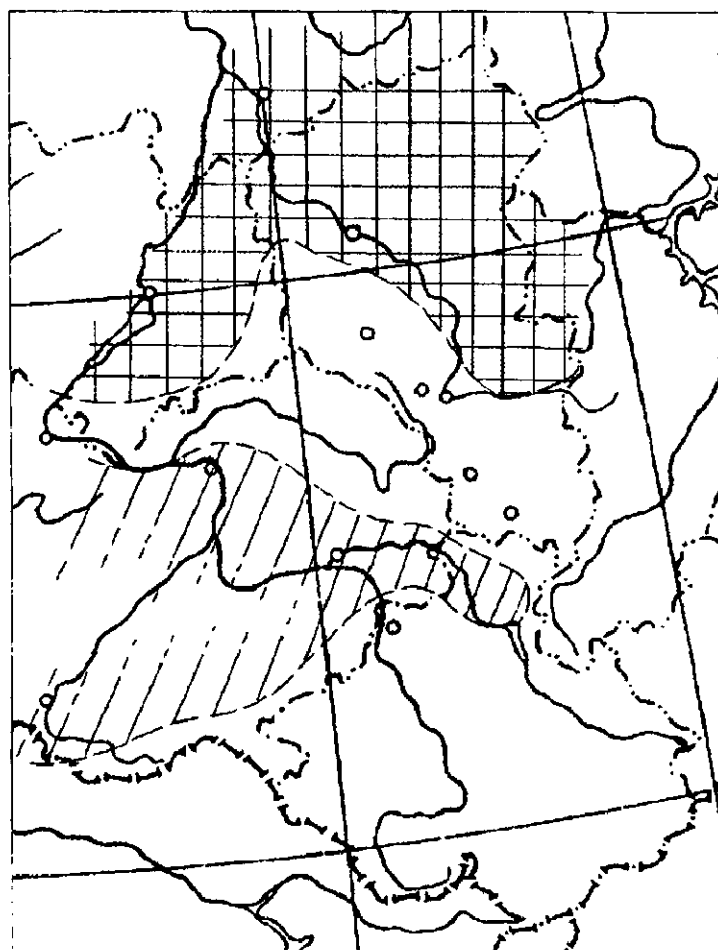
воздуха на обширной равнинной части исследуемой территории применялся метод кластер – анализа. В качестве признаков классификации были использованы нормированные величины статистики  $u$  и  $t$  [3, 13]. В результате были выявлены два района однородных по величине и знаку параметров тренда сезонных и годовой температур воздуха. Первый объединяет станции предгорной равнины (рис. 4), включает территорию Предалтайской равнины, Салаирского кряжа, наиболее высокие части Бийско-Чумышской возвышенности. Второй район, это станции собственно равнинные.

Предгорная равнина (1 район). Для этой территории характерен значимый рост среднезимних температур воздуха, составивший по абсолютной величине  $3,6^{\circ}\text{C}$ . Это немного больше, чем в смежной низкогорной зоне Горного Алтая. Растет и температура весеннего сезона. Величина параметра тренда  $0,35^{\circ}\text{C}/10$  лет, что лишь немного больше соответствующего значения в зоне низкогорья. Для температур летнего сезона и осени характерно отсутствие значимых трендов и тенденций, хотя отмечается общая динамика к их росту (табл. 3).

Таблица 3

Значения параметра тренда сезонных, годовой и годовой амплитуды среднемесячных температур воздуха ( $^{\circ}\text{C}/10$  лет) на равнине

| Сезон     | Предгорная равнина | Равнина |
|-----------|--------------------|---------|
| Зима      | 0,74               | 0,65    |
| Весна     | 0,35               | 0,15    |
| Лето      | 0,10               | -0,07   |
| Осень     | 0,14               | 0,01    |
| Год       | 0,47               | 0,30    |
| Амплитуда | -0,64              | -0,63   |



Легенда:

-  - Район 1
-  - Район 2
-  - Район 3

Рис. 6. Районирование территории бассейна Верхней и Средней Оби по знаку и величине изменения атмосферных осадков

Среднегодовые температуры воздуха за 48 лет увеличились на  $2,2^{\circ}\text{C}$ , т.е. также как в низкогорье. И этот рост полностью объясняется влиянием значительно-го потепления холодного периода года. Снижение годового размаха среднемесячных температур воздуха за исследуемый период времени составило  $3,1^{\circ}\text{C}$ .

**Юг Западно-Сибирской равнины (2 район).** Для этого района характерным является потепление только зимнего сезона года. Весной степень увеличения температур воздуха снижается по сравнению с другими районами, и хотя отмечается положительная тенденция, но она переходит в категорию незначимых. Для всех остальных климатических сезонов года характерно полное отсутствие трендовых составляющих в рядах приземной температуры воздуха (табл. 3). Снижение годовой амплитуды среднемесячных температур наблюдается и здесь, но она одна из самых низких. Еще более низкие величины снижения вариации среднемесячных температур воздуха отмечаются только в высокогорье.

#### 4. Изменение режима выпадения атмосферных осадков

Анализ реакции атмосферных осадков на потепление выявил более сложную схему их изменения на исследуемой территории. Тем не менее, удалось выявить определенные закономерности, характерные для разных областей в бассейне Верхней и Средней Оби. В основе проведенного районирования лежат результаты кластер-анализа, где в качестве признаков классификации приняты нормированные величины статистик  $t$  и  $u$  сезонных и годовых сумм атмосферных осадков. Выделено 3 района с однородным внутригрупповым составом перечисленных показателей

(рис. 6). Результаты кластер-анализа показали, что наблюдается широтная закономерность в изменении параметров тренда. В горах Алтая на знак и величину трендовой составляющей временных рядов атмосферных осадков оказывают влияние дополнительные факторы. Это, во-первых, доступность местности влагонесущим потокам с запада. Причем влияет как удаленность в плане (долгота местности), так и барьерный эффект, оказываемый окружающими эту местность хребтами. Во-вторых, абсолютная высота местности и, в-третьих, местные микроклиматические особенности.

Первый район объединяет лесостепной и южной таежной зон на юге Западно-Сибирской равнины. Кроме того, попадание в эту группу метеостанции Каратюрк, расположенной на открытом водоразделе северного отрога Катунского хребта, свидетельствует о том, что характерная для этого района реакция осадков на изменение климата наблюдается и в наиболее возвышенных, открытых несущим влагу с запада массам воздуха, склонах и водоразделах горных хребтов Центрального Алтая. Проведенный расчет показал, что наблюдается увеличение осадков всех климатических сезонов. Значимые положительные тенденции характерны для зимних осадков, а также осадков переходных сезонов. Летние осадки также растут, но это увеличение статистически незначимо (рис. 7).

Для станций второго района характерно полное отсутствие значимых трендов и тенденций в рядах сезонных и годовой сумм осадков. Это большая часть Горного Алтая, а также Салаирский кряж и Горная Шория. Данные территории являются как бы буфером между первым и третьим районами (рис. 6), где выявлены прямо противоположные тренды и тенденции в рядах осадков.

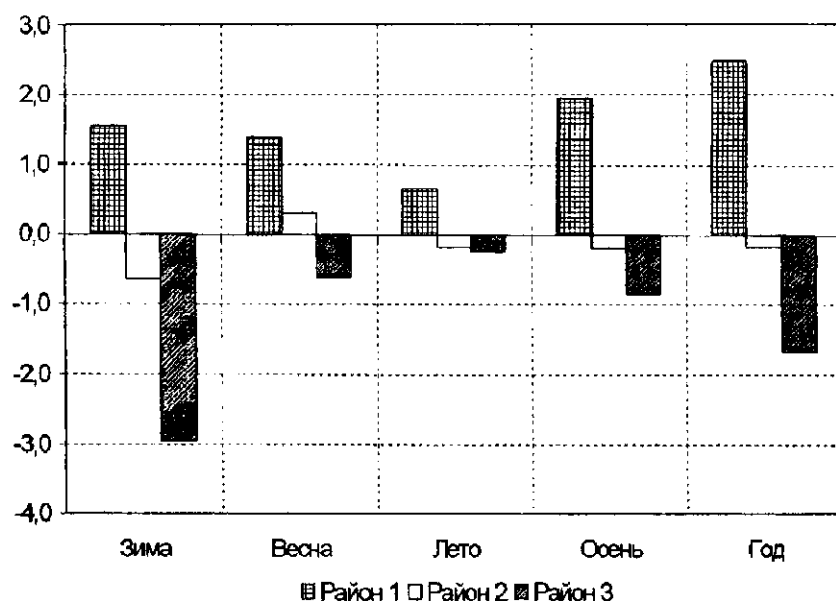


Рис.7. Изменение знака и величины критерия Питмена для атмосферных осадков

В третий район вошли станции степной части Алтайского края, а также области на периферии Горного Алтая. Наиболее яркой особенностью изменения режима выпадения осадков на станциях района – значительное уменьшение сумм зимних осадков (рис. 6). Кроме того, характерная для этого района особенность наблюдается и на станциях межгорных котловин юго-восточного Алтая: в Кош-Агаче и Усть-Улагане. Наличие значимых отрицательных трендов осадков зимнего сезона, по-видимому, связано с защищенностью станций района от вторжений влажных масс воздуха с юго-запада.

## 5. Изменение речного стока

Норма сезонного и годового стока Речной сток является интегральным показателем мезоклиматических особенностей региона и отражает условия увлажнения этой территории. Коэффициент естественной зарегулированности [11] характеризует форму гидрографа стока и, таким образом, отражает условия формирования и стекания ледниковых, талых снеговых и дождевых вод. Реки – притоки Оби, берущие свое начало в горах Алтая, Горной Шории, на склонах Кузнецкого Алатау, Салаирского кряжа по величине и знаку тенденции среднемесячного стока делятся на две группы, причем состав групп свидетельствует о наличии четко оконтуренных районов.

Первый район включает реки, основная область питания которых – высокогорные снега и ледники, расположенные на западе, юго-западе Горного Алтая, горно-ледниковые реки Центрального Алтая, а также реки наветренного склона Салаирского кряжа. Основное условие – доступность их долин влажным воздушным массам, подходящим с запада–юго-запада. Средняя высота водосбора рек этого района в Горном Алтае обычно превышает 1200 м и постепенно поднимается при движении с запада на восток.

Отличительной особенностью рек этого района является уменьшение стока с апреля по август. Таким образом, наблюдается уменьшение стока за половодье. Сток апреля формируется за счет таяния накопившегося за зиму сезонного снежного покрова в наиболее низких частях водосборов (котловины, днища речных долин), а именно здесь наблюдается уменьшение осадков зимнего сезона. Этот фактор является определяющим для снижения объемов половодья на реке Чумыш, Большая Речка и их притоках. На реках Горного Алтая, входящих в данный район, в июне и июле через замыкающий створ проходят талые воды высокогорных снегов и ледников. Как нам представляется, уменьшение стока является следствием следующих причин:

- первая: смещение сроков активного таяния языков и фирновых зон ледников на более поздние сроки по причине увеличения весенних (майских) осадков, выпадающих здесь в твердом виде;
- вторая: увеличение летних осадков, которые, в горно-ледниковых бассейнах не увеличивают, а снижают расход воды [5, 6].

Отсутствие значимых тенденций в стоке рек района сопровождается значительной перестройкой структуры внутригодового стока, о чем говорит рост коэффициента естественной зарегулированности. Увеличение зарегулированности объясняется только одним – снижением максимума половодья и увеличение расходов воды межженных периодов. Снижение максимума половодья (апрель–июль) происходит как по причине общего уменьшения водозапаса в сезонном снежном покрове, так и запаздывания сроков поступления в речную сеть талых ледниковых вод относительно сроков формирования максимума от талых вод сезонного снежного покрова. Увеличение стока осенней и части зимней межени есть следствие более позднего начала сработки вод, аккумулярованных в осыпях и моренных отложениях, заполняющих днища речных долин.

Второй район – вся остальная территория. Включает реки северного Алтая (Песчаная, Ануй), реки северо-западного Алтая, реки внутренних областей Горного Алтая, часть водосборов которых межгорные котловины (Сема, Абай, Чарыш в створе Усть-Кумир, Урсул, Башкаус и др.), реки Кузнецкого Алатау и Горной Шории. Основной источник питания – сезонный снежный покров. Основная особенность, это значимое увеличение стока осенней и особенно зимней межени. Возможная причина этого – увеличение снеготоплива в самых верхних частях их водосборов, на склонах гор, окружающих котловины (рост зимних и весенних осадков, характерный для станций 1 района). Здесь нет ледников, а таяние и более поздняя по срокам водоотдача из снежников увеличивает сток межени. Зарегулированность стока также растет, но не так значительно, как на реках первого района, т.к. с одной стороны несколько увеличивается сток половодья (май – июнь), с другой – увеличивается водность межени.

## 6. Заключение

Проведенный анализ макросиноптической ситуации над территорией Сибири показал, что в конце XX века произошла существенная перестройка режима макроциркуляции. Это привело к значительным изменениям величин приземной температуры воздуха и осадков, что не могло не сказаться на величине и внутригодовом распределении стока.

В результате перестройки атмосферной циркуляции произошло изменение климатических показателей в бассейнах Верхней и Средней Оби. Наблюдается повсеместный рост среднегодовых температур воздуха. Величина потепления в горах Алтая зависит от высоты местности. Наиболее интенсивно теплеет в низкогорной зоне, в котловинах Алтая и на предгорной равнине:  $0,47 \pm 0,52^\circ\text{C}/10$  лет. С увеличением высоты местности интенсивность потепления падает и в высокогорье составляет  $0,35^\circ\text{C}/10$  лет. Еще более низкие значения параметра тренда характерны для равнинных территорий. Если в горах отмечено потеп-

ление практически всех сезонов (кроме осени), то на равнине повышение годовой температуры полностью объясняется увеличением зимних температур воздуха. Выявлено повсеместное снижение годового размаха среднемесячных температур воздуха, причем данная тенденция более сильна там, где отмечаются более суровые температурные условия зимы. Это свидетельствует об общем смягчении и выравнивании контрастов континентального климата юга Западной Сибири.

Выделено 3 района с различной величиной и знаком параметра тренда сезонных осадков. На самых северных станциях исследуемой территории, в зоне лесостепей и южной тайги наблюдается рост осадков всех климатических сезонов года. На станциях степных районов Алтайского края, на периферии и в межгорных котловинах Горного Алтая выявлено суще-

ственное уменьшение зимних осадков, что приводит к уменьшению и годовой суммы осадков. На всей остальной территории сохраняется однородность рядов сумм сезонных осадков.

На большинстве рек исследуемой территории наблюдается значительная перестройка структуры внутригодового распределения стока в сторону его выравнивания, что выявлено при анализе рядов среднемесячных значений стока и подтверждено выявленным ростом коэффициента внутригодовой зарегулированности. Существенно увеличивается сток зимней межени на реках второго района. В то же время норма годового стока остается без изменений.

Работа выполнена при поддержке гранта ФЦП «Интеграция» № 5.1.290 и № 726/A0025.03, РФФИ грант № 99-05-65066.

### Литература

1. Гирс А.А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы. Л.: Гидрометеоиздат, 1971. 280 с.
2. Гирс А.А., Кондратович Л.В. Методы долгосрочных прогнозов погоды. Л.: Гидрометеоиздат, 1978. 343 с.
3. Денисов П.П. Методика оценки тенденций в ходе речного стока // Метеорология и гидрология. 1975. № 4. С. 101–104.
4. Кляшторин Л.Б., Сидоренков Н.С. Долгопериодные климатические изменения и флуктуации численности пелагических рыб Тихоокеанского бассейна // Известия ТИНРО. 1996. Вып. 119. С. 33–54.
5. Комлев А.М., Титова Ю.В. Формирование стока в бассейне р. Катуня. Новосибирск, 1966. 156 с.
6. Ледники Актру / Под ред. Д.А. Буракова. Л.: Гидрометеоиздат, 1987. 120 с.
7. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды / Под ред. Ильинского О.К. Л.: Гидрометеоиздат, 1965. Ч. III. Вып. 4. 214 с.
8. Савельева Н.И., Василевская Л.Н., Семилетов И.П., Пугач С.П. Климатическая изменчивость сезонного стока сибирских рек // Труды Арктического Регионального Центра. Владивосток: 2000. Т. 2. С. 9–22.
9. Семилетов И.П., Савельева Н.И., Пишко И.И., Пугач С.П., Гуков А.Ю., Василевская Л.Н. Долгопериодная изменчивость в системе атмосфера–суша–море в североазиатском регионе // Труды Арктического Регионального Центра. Владивосток: 1998. Т. 1. С. 43–65.
10. Смолянкина Т.В. Многолетняя изменчивость аномалий давления, широты долготы центров действия атмосферы Азиатско-Тихоокеанского региона // Гидрологические и экологические условия дальневосточных морей: оценка воздействия на морскую среду. Тематич. вып. ДВНИГМИ: Владивосток: Дальнаука, 2000. № 2, С. 10–16.
11. Соколовский Д.Л. Речной сток. Л.: Гидрометеоиздат, 1968. 539 с.
12. Хайдожко Л.А. Региональные синоптические процессы. Л.: Изд-во ЛГМИ, 1988. 103 с.
13. Христофоров А.В. Надежность расчетов речного стока. М.: Изд-во МГУ, 1993. 168 с.
14. Чанышева С.Г., Субботина О.И. О новом подходе к классификации гидрометеорологических станций по местоположению // Тр. САРНИИ. М.: Гидрометеоиздат, 1979. Вып. 70(151). С. 74–80.
15. Chapman W.L. and Walsh J.E. Recent variations of sea ice and air temperature in high latitudes // Bull. American Meteorological Society, 1993. 74: 1. P. 33–47.
16. Nichbauer, H.J. Variability in Bering Sea ice cover as affected by regime shift in the North Pacific in the period 1947–1996 // Journal Geophysical Research, 1998. V. 103, C12. P. 27717–27737.
17. Savileva N.I., Semiletov I.P., Vasilevskaya L.N., Pugach S.P. A climate shift in seasonal values of meteorological and hydrological parameters for Northeastern Asia // Progress in Oceanogr. Pergamon Press, 2000. P. 280–297.