



*Абхазский государственный
университет*



*Институт экологии
Академии Наук Абхазии*

* Особенности формирования ТПСВ
на территории Абхазии

Проф., академик АНА Экба Я.А.

* Особенности формирования температуры приземного слоя воздуха (ТПСВ) на территории Абхазии

- * К числу наиболее важных экологических факторов, определяющих состояние биосферы, относится климат, оказывающий значительное влияние на деятельность человека, сельское хозяйство, экономику и окружающую среду в целом.
- * Отмечается усиление негативного влияния природных явлений на экономическую и социальную жизнь мирового сообщества (Бедрицкий, 1997). Общие потери в мире, непосредственно связанные со стихийными бедствиями, увеличились с 1960-х годов в 40 раз и составляют в среднем 43 млрд долларов США в год, в отдельные годы эта цифра доходит до 180-200 млрд долларов.
- * С точки зрения функционирования устойчивости и эволюции экосистем важное значение имеют показатели контрастности, вариабельности и предсказуемости суточного и годового хода температуры воздуха.
- * Наибольшее влияние на организмы оказывают суточные контрасты температуры, что ярко проявляется в зависимости разнообразия и продуктивности экосистем от суточной амплитуды температуры.
- * Так, например, в чрезвычайно бедных в биологическом отношении *
экстраконтинентальных пустынях суточные контрасты температуры достигают 20°-40°С, тогда, как на океанских островах тропических широт с их пышной растительностью и разнообразным животным миром амплитуда суточных колебаний температуры не превышает нескольких градусов.
- * Использование показателей контрастности ϵ_t , вариабельности σ_t и предсказуемости φ_t при сравнении температурного режима разных экосистем можно рассмотреть на следующем примере.

- * Показатель контрастности ε_t характеризует экстремальные температурные условия, но он ничего не говорит о распределении значений температуры (вариациях) внутри интервала (T_{\max} , T_{\min}). Наиболее общей характеристикой variability температурного режима является среднеквадратическое отклонение σ_t всех месячных температур T_j , от средней многолетней температуры T . В качестве показателя предсказуемости температурного режима принимается величина равная отношению дисперсии среднего многолетнего хода температуры к общей дисперсии.
- * Показатель предсказуемости температурного режима φ_t ограничен пределами: $0 \leq \varphi_t \leq 1$. Причем величины φ_t близкие к 1, соответствуют высокой предсказуемости, когда месячные температуры отдельных лет почти не отличаются от многолетних средних значений T_j . Значения же φ_t близкие к 0, свидетельствуют о слабовыраженном многолетнем ходе, но высокой variability в отдельные годы, т.е. о низкой предсказуемости температуры. Наименьшей контрастностью, variability и наибольшей предсказуемостью температурного режима характеризуется экваториальный лес для которого: $\varepsilon=1,3$, $\sigma=0,38$, $\varphi=0,96$. Температурный режим тундры отмечается высокой контрастностью, variability и сравнительно малой предсказуемостью: $\varepsilon=60,1$, $\sigma=14,79$, $\varphi=0,6$. Соответствующие величины для влажных субтропиков (Абхазия) имеют промежуточные значения: $\varepsilon=14,0$, $\sigma=6,8$, $\varphi=0,8$.

- * Проблема многолетних изменений климата и одного из ведущих его показателей, каким является температура воздуха, впервые была поставлена еще в конце XIX-го столетия. В ряде исследований М.И. Будыко (1980), О.А. Дроздов, К.М. Лугина (1998) и др. уже неоднократно подчеркивалось, что наблюдаемые многолетние изменения глобального термического режима являются своеобразным суммарным индикатором широкого разнообразия колебаний метеорологического режима.
- * Справедливость этого утверждения основывается на том, что с изменениями глобально осредненных температур воздуха достаточно тесно связаны изменения других показателей климата: контрасты температур между низкими и высокими широтами, интенсивность западного переноса умеренных широт, количество выпадающих атмосферных осадков, величины речного стока крупных рек, колебания уровней вод внутренних водоемов (Каспий, Арал и т.п.) и др. Важной характеристикой векового хода СГТВ является их межгодовая изменчивость (МИ СГТВ), порождаемая (в основном) естественными вариациями параметров состояния геофизической среды..
- * Представляется интересным сравнительный анализ наблюдаемых глобальных тенденций изменения термического режима с их региональными проявлениям.
- * Общее представление о вековом ходе СГТВ на Земле в целом дают данные табл. 1. Можно видеть, что в рамках изучаемого периода в изменениях глобального термического режима доминировала длительная тенденция потепления.

Таблица 1

Результаты линейного тренд-анализа векового хода СГТВ.

Параметры тренда	Интервалы сглаживания, годы					
	1. Земля в целом					
	1856 - 1997	1856 – 1878 (τ)	1878 – 1898 (x)	1898 – 1943 (τ)	1943 – 1971 (x)	1971 – 1997 (τ)
а, °С/10 лет	0,042	0,083	-0,050	0,096	-0,029	0,184
Р, %	>99,99	97,2	80,0	>99,99	75,1	>99,99
R ² , %	62,0	22,2	8,5	54,7	4,9	70,6
	2. Северное полушарие					
	1856 - 1997	1856 – 1878 (τ)	1878 – 1898 (x)	1917 – 1944 (τ)	1944 – 1976 (x)	1976 – 1997 (τ)
а, °С/10 лет	0,038	0,100	-0,048	0,190	-0,065	0,229
Р, %	>99,99	91,7	98,4	>99,99	99,5	>99,99
R ² , %	47,3	13,6	14,2	69,8	23,1	56,4

- * При этом поведение систематической составляющей в первом приближении может быть описано линейным уравнением:

$$\Delta t(\tau) = a \tau + b,$$

где τ - время (годы), $\Delta t(\tau)$ – сглаженная оценка СГТВ, a – коэффициент регрессии, b – свободный член. При этом средние (за весь период исследования) темпы потепления составили для Земли в целом – $0,042^\circ\text{C}/10$ лет, для Северного полушария – $0,038^\circ\text{C}/10$ лет, что находится в близком согласии с аналогичными оценками К.Я. Винникова (1987,1986), Г.С. Голицына (1986), Г.В. Грузы и др. (1989,1992). Средняя скорость потепления в Южном полушарии была заметно выше ($0,042^\circ\text{C}/10$ лет), чем в Северном, что может быть связано с большей прозрачностью его атмосферы (Винников, 1986). В итоге общий прирост СГТВ за счет систематической составляющей за последние 142 года для Земли составил $\Delta T=0,59^\circ\text{C}$, для Северного полушария - $\Delta T=0,54^\circ\text{C}$, Южного - $\Delta T=0,59^\circ\text{C}$

Наиболее важные выводы, следующие из анализа табл.1, состоят в следующем:

1. Темпы продолжающегося потепления на Земле в целом и Северном полушарии (см. значения коэффициентов (α) в годы проявлений волн тепла) в исследуемом периоде неуклонно возрастали и, начиная с 1970-х гг., достигли наиболее высоких значений.

Итоги анализа табл. 1. позволяют говорить о том, что теоретически обосновываемое положение об определяющей роли вариаций концентрации CO_2 и прозрачности атмосферы P в формировании векового хода глобального термического режима находит вполне достаточное подтверждение в эмпирических данных.

Учет колебаний естественной изменчивости прозрачности атмосферы позволяет объяснить многие особенности поведения векового хода СГТВ. Например, глубокая волна похолодания в первом и в начале второго десятилетия XX-го столетия была связана с резким ослаблением прозрачности атмосферы, последовавшем после крупных вулканических извержений (Мон-Пеле, Санта-Мария в 1902 г.; о. Лескова в 1911 г.; Катмай в 1912 г. и др.). Волна длительного похолодания, начавшаяся после 1943 г., была также связана с периодом длительного понижения прозрачности атмосферы. Напротив, интенсивный рост температуры, последовавший с середины 1980-х гг., был приурочен к периоду быстрого роста прозрачности атмосферы в те же годы после завершения весьма мощной вулканической серии (вулканы Эль-Чичон, Паган и многие другие в 1982г.). Интересно отметить, что повышение температуры происходит в последние десятилетия параллельно с ростом осадков (ожидалась обратная картина – потепление климата в регионе будет способствовать его аридизации). Некоторые авторы пришли к выводу, что при крупномасштабных глобальных термических изменениях ($\Delta t \geq 2^\circ\text{C}$) количество осадков на континентах возрастает. При более низких аномалиях температуры образуются области, где связь температуры и осадков характеризуется обратным знаком, что может привести к возрастанию повторяемости засух в отдельных районах. Следовательно, глобальное потепление, отмеченное в XX веке при росте приземной температуры – на $0,5^\circ\text{C}/100$ лет, не привело к аридизации.

Распределение температуры в атмосфере определяется главным образом ее теплообменом с земной поверхностью и поглощением солнечной радиации. Нижние слои атмосферы поглощают солнечную радиацию значительно слабее, чем верхние. Основным источником нагревания тропосферы, особенно ее нижних слоев, является тепло деятельной поверхности Земли. Нагревание и охлаждение воздуха в значительной мере зависит от свойств деятельного слоя Земли. Над поверхностью суши воздух днем теплее, а ночью холоднее, чем над морем. На суше заметные различия в температуре воздуха создаются над разными участками деятельного слоя (поле, болото, лес и др.). Влияние деятельного слоя на температуру воздуха убывает с высотой.

В Абхазии систематические наблюдения на гидрометеорологической сети были начаты в 1904 году.

За время наблюдений с 1904 по 2016 год можно отметить два периода: а) первое общее понижение температуры атмосферного воздуха с 1904 по 1993 годы; б) период резкого потепления за последние 25 лет с 1994 по 2010 годы (рис.4). В начале XX века среднегодовая температура составляла $15,1^{\circ}\text{C}$ в 1904 году и $13,3^{\circ}\text{C}$ в 1991 году, отмечается похолодание $t^{\circ} = -1,8^{\circ}\text{C}$.

Летние температуры понизились с $22,5^{\circ}\text{C}$ (1904) до $22,0^{\circ}\text{C}$ (1991), $t^{\circ} = -0,5^{\circ}\text{C}$. Зимние температуры понизились с $8,3^{\circ}\text{C}$ (1904) до $6,1^{\circ}\text{C}$ (1991), $t^{\circ} = -2,2^{\circ}\text{C}$.

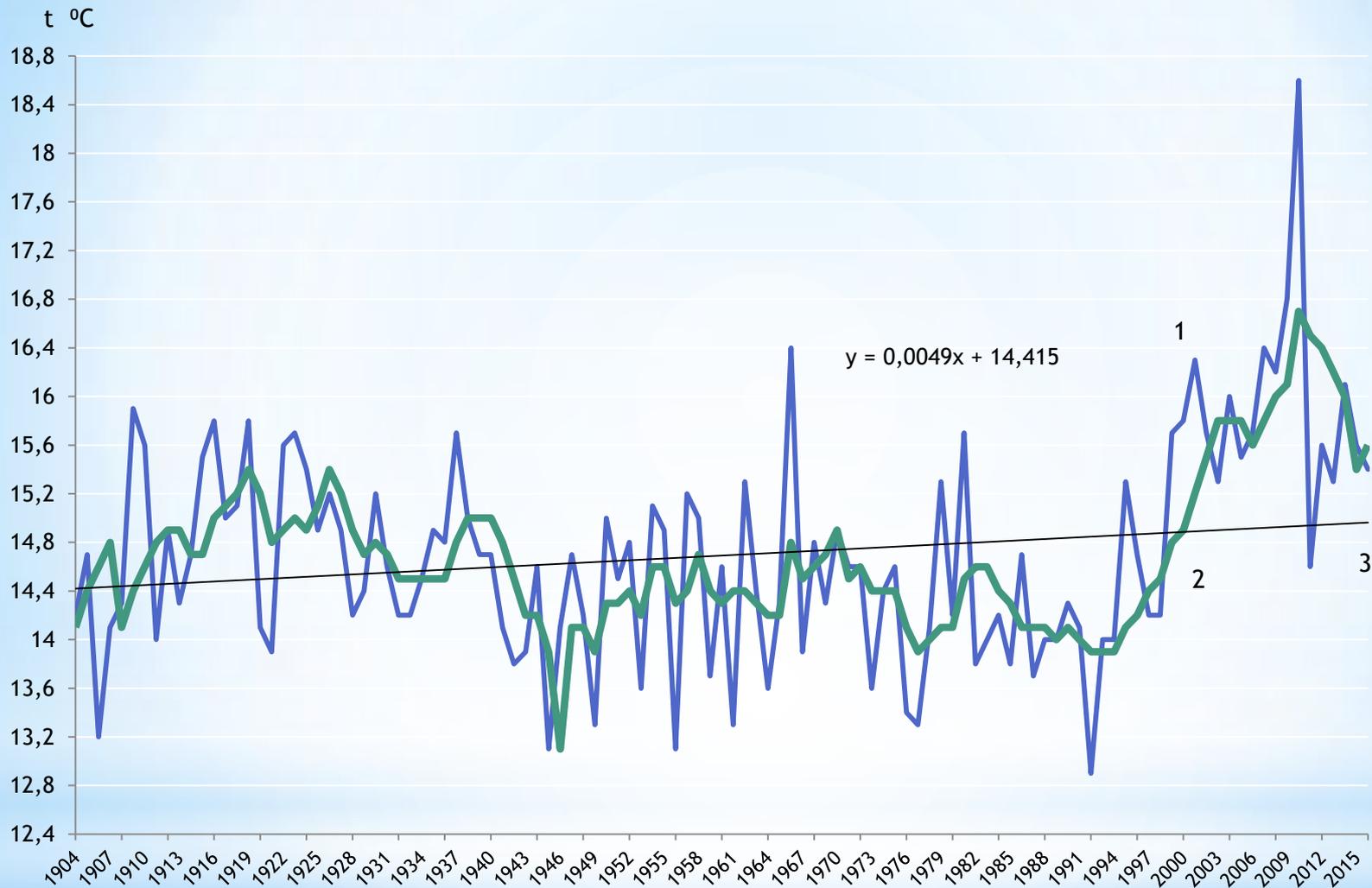


Рис.4. Динамика среднегодовой температуры приземного воздуха за период 1904-2016 гг. г. Сухум

Сравнение результатов исследований разных авторов, по выявлению текущих климатических эффектов, показывает, что необходим внимательный углублённый анализ многих возможных региональных причин наблюдаемых колебаний климата. Особенно это касается полярных областей, где изменчивость климата в существенной мере зависит от естественных объективных факторов и наибольшим образом испытывает влияние обратных связей. Общее потепление в Западном полушарии наиболее хорошо проявляется в зимний период. В отличие от глобальной ситуации, среднегодовой тренд температуры в Абхазии в существенной мере формируется за тёплый период, за счёт повышения минимальных температур в ночное время летом и осенью, а не максимальных температур в дневное время (рис.5).

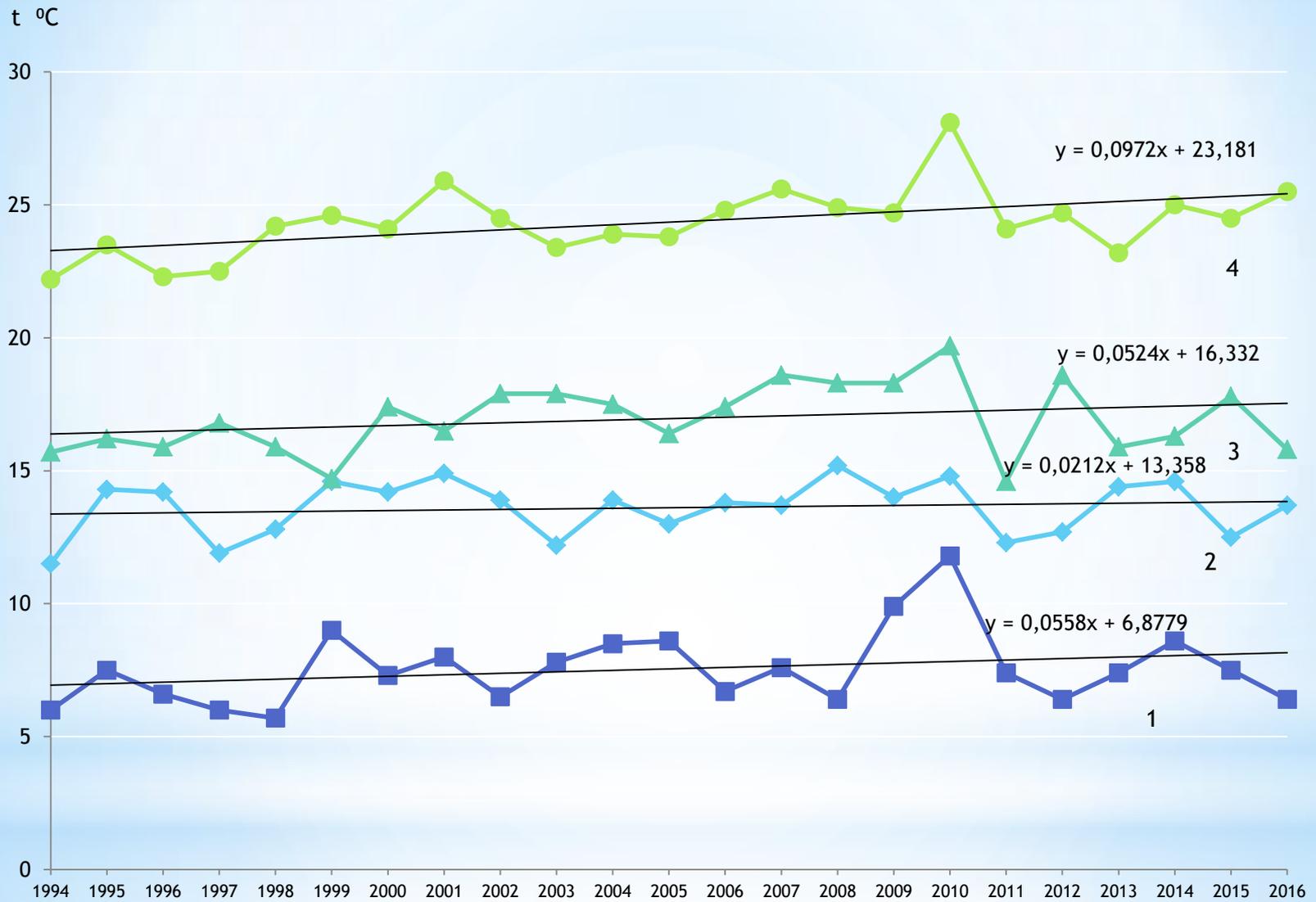


Рис.5. Сезонное распределение температур ПСВ по метеостанции «Маяк» г.Сухум: 1- зима, 2-весна, 3-осень, 4-лето.

Из рисунка 5 следует, что зимние и весенние температуры существенно не меняются, а осенние и особенно летние температуры показывают существенный положительный тренд, следствием чего является увеличение частоты и длительности атмосферных засух. За последние 25 лет с 1992 по 2016 годы произошло резкое повышение годовых температур с $12,9^{\circ}\text{C}$ (1992) до $15,9^{\circ}\text{C}$ (2001). Зимние с 4°C (1992) до 8°C (2001), $t^0 = +4^{\circ}\text{C}$; летние с $22,2^{\circ}\text{C}$ (1992) до $25,9^{\circ}\text{C}$ (2001), $t^0 = +3,7^{\circ}\text{C}$; осенние с $14,8^{\circ}\text{C}$ (1992) до $16,5^{\circ}\text{C}$ (2001), $t^0 = +1,7^{\circ}\text{C}$; весенние с $11,4^{\circ}\text{C}$ (1992) до $14,9^{\circ}\text{C}$ (2001), $t^0 = +3,5^{\circ}\text{C}$. За весь период наблюдения самая низкая сезонная температура (3°C) была зимой 1992 года. Самая низкая среднемесячная температура (1°C) наблюдалась в феврале 1911 года, в январе 1950 года (1°C), в феврале 1959 года ($1,2^{\circ}\text{C}$), в январе 1992 года ($1,7^{\circ}\text{C}$). Самая высокая сезонная температура наблюдалась летом 2001 года. Согласно данным Федеральной службы по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды общая тенденция средней годовой температуры воздуха за 1891-1997 гг. характеризуется линейно-положительным трендом с линейным коэффициентом $0,9^{\circ}\text{C}/100$ лет – для всей территории России, $0,85^{\circ}\text{C}/100$ лет – для ЕТР. Наиболее сильный тренд имеет место весной, наиболее слабый – осенью. Начиная с 1891 г. рекордно теплыми были годы 1983, 1990, 1995, 1997, 2000, 2010. Потепление климата привело к усилению контраста метеоявлений: т.е. увеличиваются периоды засухи в летнее время и период избыточных осадков осенью, что отрицательно влияет на интенсивность вегетации фитоценозов весной, созревание и уборке урожаев осенью. Резкий прирост приземной температуры воздуха (особенно в теплый период года) с 1994г. по 2016 г. выявлен в годовом ходе при сравнении с современной климатической нормой (1961-1990 гг.) (рис.6).

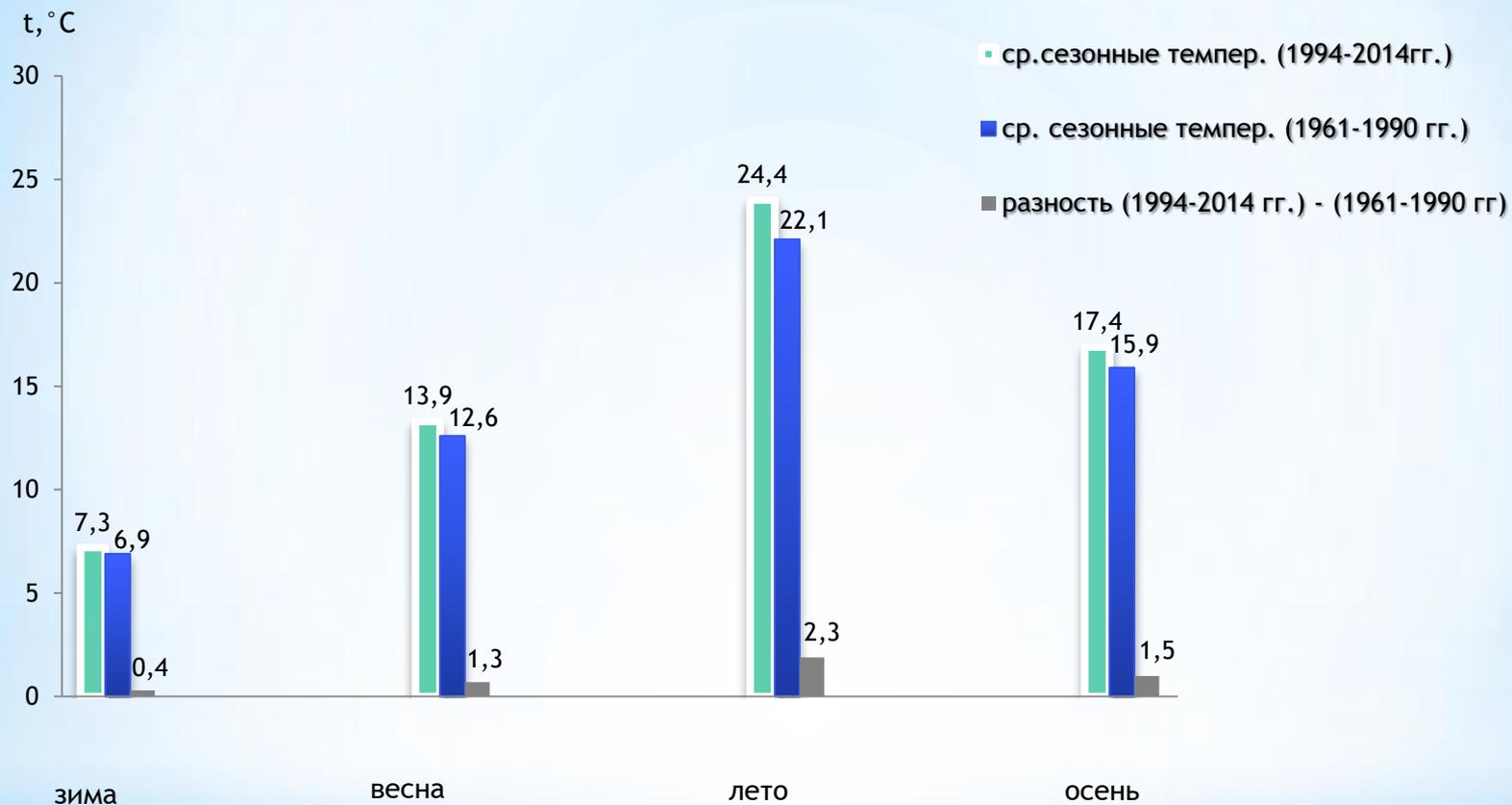


Рис.6. Динамика сезонных температур воздуха г. Сухум за период 1994-2016 гг. с климатической нормой (1961-1990 гг.).

1. Процесс современного глобального потепления продолжается, о чём свидетельствуют трендовые изменения среднегодовой температуры воздуха, как в глобальном, так и в региональном масштабах. Общий рост средней глобальной температуры воздуха за последние 140 лет составил в Северном полушарии $0,54^{\circ}\text{C}$, в Южном полушарии и по планете в целом $0,59^{\circ}\text{C}$.

2. Темпы потепления неуклонно возрастали, и, начиная с 1970 года достигли своих наибольших значений для Земли в целом - $0,184^{\circ}\text{C}/10$ лет, для Северного полушария - $0,229^{\circ}\text{C}/10$ лет. Темпы потепления в Южном полушарии заметно снизились, начиная с 1950 года, и составили $0,104^{\circ}\text{C}/10$ лет. Для прибрежной территории Абхазии с 1904 по 1992 г.г. наблюдалось понижение температуры с градиентом – $0,18^{\circ}\text{C}/10$ лет, за последние 20 лет темпы повышения температуры в прибрежной зоне Абхазии составили $1^{\circ}\text{C}/10$ лет.

3. Рост темпов потепления в Абхазии с 1993 года сопровождался быстрым увеличением межгодовой изменчивости. В многолетних изменениях среднегодовой температуры появились выборочные признаки (30-40 случаев из ста) явлений потепления необратимого характера.

Общее потепление в Западном полушарии наиболее хорошо проявляется в зимний период. В отличии от глобальной ситуации, среднегодовой тренд температуры в Абхазии в существенной мере формируется за тёплый период, за счёт повышения минимальных температур в ночное время летом и осенью, а не максимальных температур в дневное время.

- * Основные следствия потепления климата:
- * Средняя т-ра поверхности Земли за последние 100 лет выросла на 0,74о С
- * В ближайшие 20 лет темпы роста т-ры составят 0,2 гр. за 10 лет
- * Ежегодное повышение уровня Мирового океана на 2,5мм:
 - таяние льдов Арктики и Гренландии повышает уровень МО на 1мм,
 - таяние материковых льдов на 1,1мм, тепловое расширение на 0,4мм
- * Увеличение количества осадков в умеренных широтах и рост площади пустынь в субтропиках
- * Продолжающееся увеличение концентрации CO₂ и других парниковых газов в атмосфере

- * **Вулканы оказывают существенное влияние на прозрачность атмосферы и следовательно на ТПСВ.**
- * При катастрофических извержениях выбросы вулканической пыли и газов, сублимирующих частички серы и других летучих компонентов, могут достигать стратосферы и вызывать катастрофические изменения климата. Так, в XVII веке после катастрофических извержений вулканов Этна в Сицилии и Гекла в Исландии замутнение стратосферы привело к резкому двухлетнему похолоданию, массовому неурожаю и гибели скота, эпидемиям которые охватили всю Европу и вызвали 30-50 процентное вымирание европейского населения. Такие извержения, часто имеющие эксклюзивный стиль, особенно характерны для островодужных вулканов. Аналогичный эффект имел место при извержении вулкана Тоба в Индонезии 75 тысяч лет назад, когда на земную поверхность было вынесено не менее 1000 км^3 лавы и выброшено в стратосферу около $5 \cdot 10^9$ тонн аэрозолей серной кислоты, которые вызвали климатический эффект типа “ядерной зимы”.
- * *Вулканическая деятельность* сопровождается поступлением в атмосферу огромного количества разнообразных по размеру и составу веществ. Это могут быть жидкие и твердые аэрозоли, а также газы, из которых впоследствии формируются вторичные частицы - например, газообразный оксид серы, который затем окисляется до H_2SO_4 . Среди продуктов вулканизма присутствуют многие кислотообразующие вещества и водяной пар - CO_2 и H_2O , H_2 , CO , N_2 , SO_2 , Cl_2 , H_2S , HCl , $\text{B}(\text{OH})_3$, NH_3 , CH_4 и многие другие. В вулканических ландшафтах идут кислые дожди с pH 2,4-2,5 и минерализацией до 250 мг/л (Перельман, Касимов, 1999). Выброс вещества из вулкана может быть настолько сильным, что потоки могут достигать стратосферы.
- * Попадая на значительную высоту, выброшенные вулканом частицы, даже крупные, не оседают сразу, а могут переноситься на большие расстояния. Это дает возможность использовать сведения об извержениях вулканов для датировки и глобальной синхронизации ледниковых и океанических кернов, в которых остаются прослойки вулканического вещества, выпадающего после извержений. Например, загрязненные слои льда, соответствующие извержению вулкана Тамбора (170 тыс. лет назад) были обнаружены в ледниковом керне на станции Восток (Антарктида).

- * Вулканический аэрозоль меняет оптические и радиационные свойства атмосферы. Так, после извержения вулкана Кракатау (1883 г.) более года во многих частях земного шара наблюдались светлые и продолжительные зори. По данным Е.В. Горбаренко (1995) оптическая толщина атмосферы после извержений вулканов Агунг (1963 г.), Фуэго (Гватемала, 1974 г.), Сент-Хеленс (США, 1980 г.) в течение двух лет была ниже средней на 10% и более, а после извержений вулкана Эль-Чичон (Мексика, 1982) и Пинатубо (Филлипины, 1991) - на 50%. Возможно, что столь длительный эффект был вызван вторичными аэрозолями, образовавшимися из продуктов извержения.
- * Поступление вулканического вещества в атмосферу влечет изменение режима химических процессов. Так, например, вслед за мощными извержениями вулканов Сан-Пеле и Санта-Мария (Гватемала, 1902 г.), Сент-Хеленс (США, 1980 г.), Эль-Чичон (Мексика, 1982 г.) и Пинатубо (Филиппины, 1991 г.) по данным В.Л. Сывороткина (2001) наблюдалось уменьшение общего содержания озона в атмосфере. Сера вулканического происхождения в составе SO_2 и H_2S - один из источников формирования слоя серных аэрозолей в стратосфере (слой Юнге) на высотах 20-25 км.
- * Одним из крупнейших катаклизмов XX века стало извержение Филиппинского вулкана Пинатубо с 12 по 17 июня 1991 года. Сильнейший выброс тefры (*собирательный термин, который включает в себя все, что вырывается из кратера в воздух*) произошел утром 15 июня 1991г., в то время как пепельная колонна достигла невероятной высоты в 35 километров. Активность вулкана совпала по времени с появлением у берегов о.Лусон тайфуна. Ветер подхватил и разнес золу по окрестностям — смешиваясь с дождем, она оседала на крышах домов и сельскохозяйственных угодьях. Вулкан сотрясал маленький филиппинский остров до сентября. Несмотря на то, что не все население смогло вовремя покинуть свои дома, эвакуация помогла спасти тысячи жизней.



Выброшенный Пинатубо пепел настигает автомобиль. Фото: albertogarciaphotography.com



На рис.8. приведены графики распределения среднегодовых температур для метеостанции Сухум (Маяк), на которых чётко видны минимумы их значений (12,8 °C в 1992г.) и (14.6°C в 2011г.), приуроченные к извержению вулканов Пинатубо (Филиппины, 15.06.1991г) и Эйяфьятлайокудль (Исландия, 14-19.04.2010г)

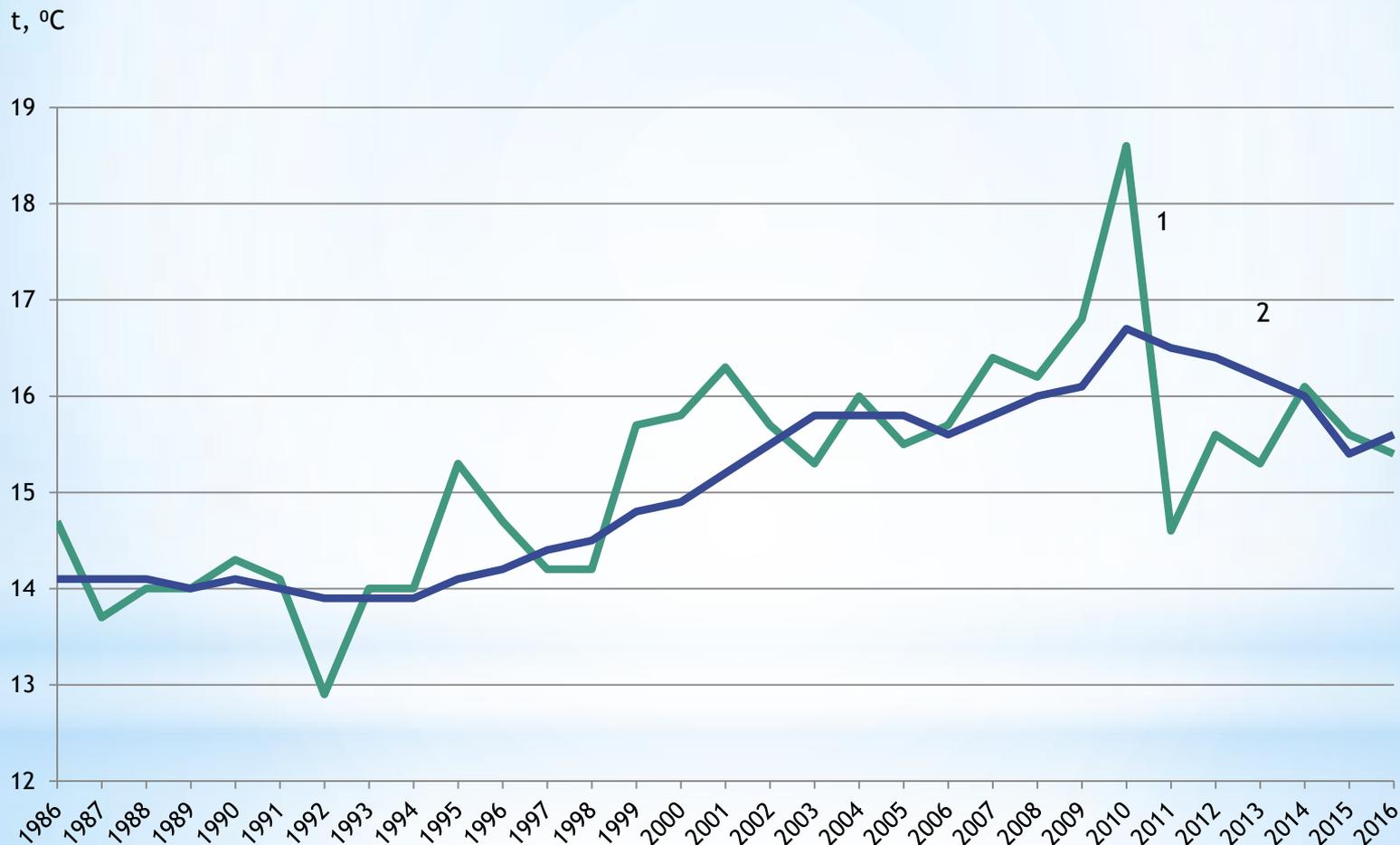


Рис.8. Распределение среднегодовых температур приземного воздуха на метеостанции Маяк (Сухум). 1– средняя годовая, 2 – скользящие пятилетние.

Из рисунка следует, что в следующем за извержением вулкана году на территории Абхазии наблюдается резкое понижение температуры приземного слоя воздуха. В случае с вулканом Пинатубо, разница среднегодовых температур с годом извержения составила $-1,3^{\circ}\text{C}$, а в случае с вулканом Эйяфьятлайокудль (Исландия, 14-19.04.2010г) эта разница составила порядка -4°C .

Глобальные температуры тоже реагируют на вулканические извержения, понижения температур составили: вулкан Эль-Чичон, 1982г- $0,1^{\circ}\text{C}$; Пинатубо, 1991г, $-0,1^{\circ}\text{C}$; Эйяфьятлайокудль, 2010г $-0,2^{\circ}\text{C}$. Но поскольку глобальные температуры являются следствием значительных пространственно-временных осреднений, их амплитуда колебаний существенно меньше региональных.

Средняя скорость роста среднегодовой температуры воздуха на территории Абхазии в 1976-2014гг составила $0,9^{\circ}\text{C}/10\text{лет}$, что в 5 раза больше скорости роста глобальной температуры за тот же период $0,17^{\circ}\text{C}/10\text{лет}$. По всей видимости, в этих случаях основная роль в понижении температуры воздуха принадлежит стратосферному аэрозолю, который сохраняется в атмосфере в течение длительного времени [107]. Вулканический аэрозоль - это мелкодисперсная лава или капли смеси серной кислоты, галогенидов, сульфатов и соединений никеля и хрома, частицы почвы и горных пород.

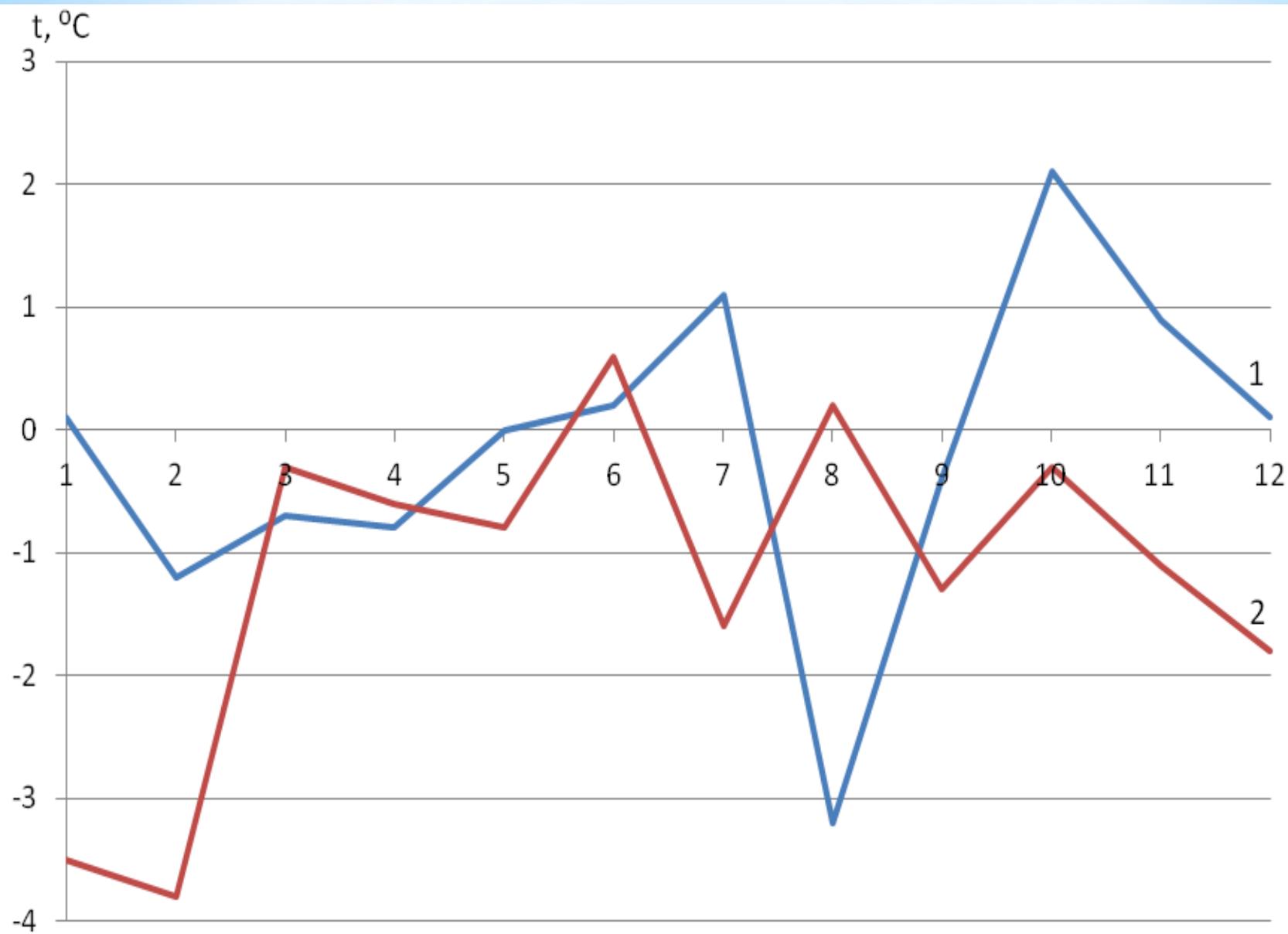
Вулканы воздействуют на природную среду и на человечество несколькими способами. Во-первых, прямым воздействием на окружающую среду извергающихся вулканических продуктов (лав, пеплов и т. п.), во-вторых, воздействием газов и тонких пеплов на атмосферу и тем самым на климат, в-третьих, воздействием тепла продуктов вулканизма на лед и на снег, часто покрывающих вершины вулканов, что приводит к катастрофическим селям, наводнениям, лавинам, в-четвертых, вулканические извержения обычно сопровождаются землетрясениями и т. д.. Но особенно долговременны и глобальны воздействия вулканического вещества на атмосферу, что отражается на изменении климата Земли.

Многие люди, отрицающие антропогенный фактор изменения климата, утверждают, что климатические сдвиги происходят вследствие выбросов парниковых газов, происходящих в период активности вулканов. Но если верить науке, объемы подобной эмиссии не сопоставимы с той, за которую отвечает человек. По данным геологической службы США, наземные и подводные вулканы выбрасывают от 0,18 до 0,44 млрд тонн углекислого газа в год. Для сравнения: в 2014 году в результате сжигания ископаемого топлива в атмосферу поступило порядка 40 млрд тонн CO₂. Следовательно, можно полагать, что на процесс глобального потепления гораздо сильнее влияют антропогенные выбросы парниковых газов. Однако, что касается длительного похолодания, вызванного отражением солнечного излучения стратосферным аэрозолем, то здесь влияние мощных вулканов, выбрасывающих огромные массы пепла на высоты до 35км, очевидна. Нами были рассмотрены отклонения среднегодовых и среднемесячных значений температур в годы соответствующие извержению вулканов и в годы после извержения табл.2. и рис.9.

Таблица 2

Отклонение среднемесячных температур от среднего значения в год извержения вулкана Эйяфьятлайокудль (Исландия,14-19.04.2010г) и в следующем 2011году.

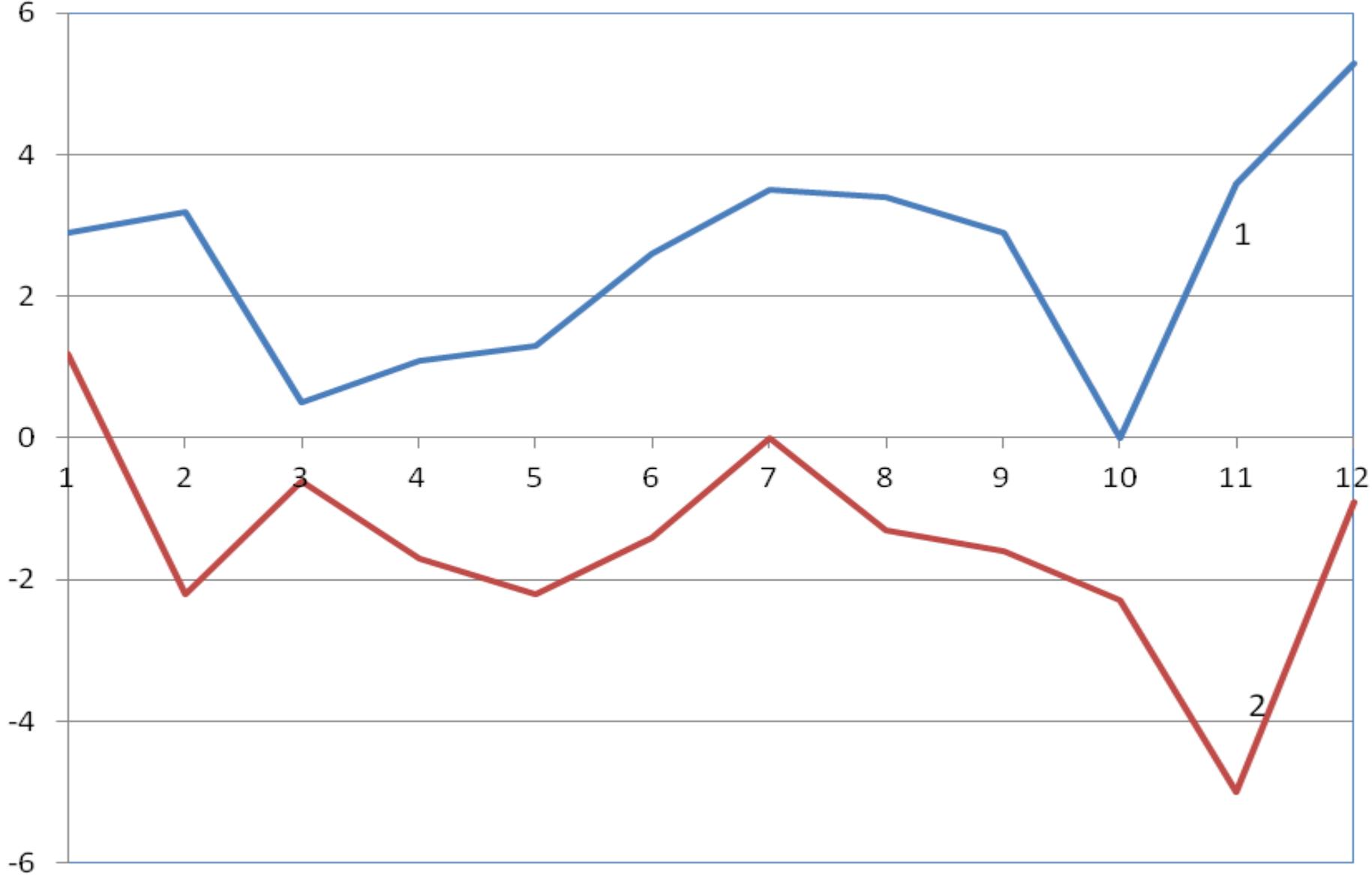
Разн. т-р 2010 -средн	2,9	3,2	0,5	1,1	1,3	2,6	3,5	3,4	2,9	0	3,6	5,3
Разн.т-р 2011- средн	1,2	-2,2	-0,6	-1,7	-2,2	-1,4	0	-1,3	-1,6	-2,3	-5	-0,9



1 - разность 1991 г. и средней за 86-95 гг., 2 - разность 1992 г. и средней за 86-95 гг.

Из анализа рис.9. следует, что после извержения вулкана в течении нескольких месяцев (до сентября) температура ПСВ повышалась несмотря на значительную запылённость атмосферы. Нужно полагать, что в течении этого времени влияние парниковых вулканических газов было преувеличивающим по сравнению с ослаблением солнечной радиации аэрозольным загрязнением тропосферы. По всей видимости, резкое понижение температуры ПСВ в сентябре связано с влиянием стратосферного аэрозоля, который в течение пяти месяцев имел возможность распространиться на значительную часть земной атмосферы и тем самым ослабить солнечную радиацию на значительных площадях земной поверхности. В следующем 2011 году после некоторого зимнего повышения температуры ПСВ в течение всего года понижается, что мы связываем с влиянием исключительно стратосферного аэрозоля, который распространяется в стратосфере благодаря струйным течениям и развитой турбулентности и остаётся в ней в течении нескольких лет.

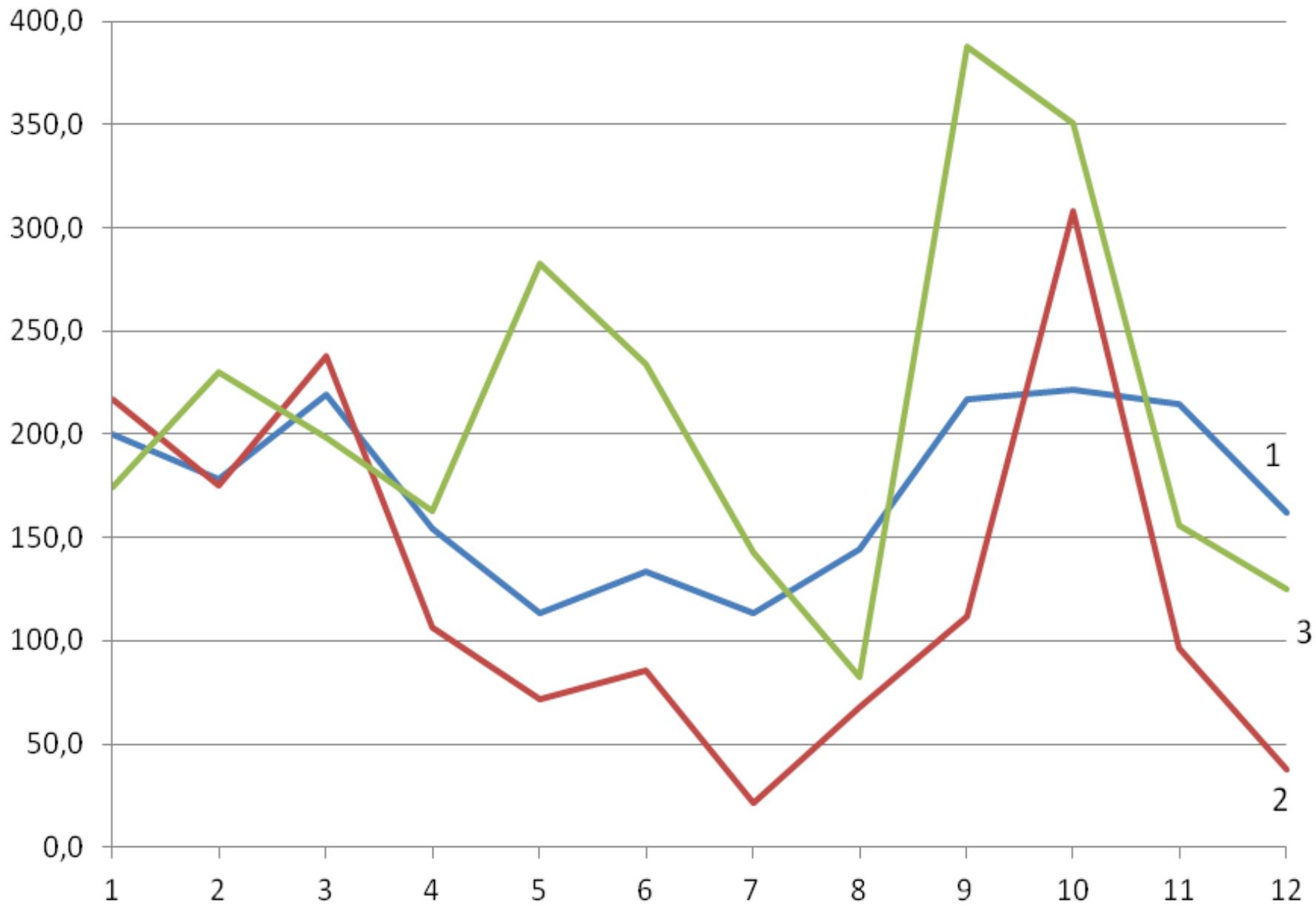




1 - разность 2010 г. и среднее 2006-2015 гг., 2 - разность 2011 г. и среднее 2006-2015 гг.

Отклонение температуры ПСВ от среднего значения : 1-за 2010г; 2- за 2011г.

Кол. осад., мм



1 - ср. кол. осад. за 2006-2015 гг., 2 - кол. осад. за 2010 г., 3 - кол. осад. за 2011 г.

Время жизни аэрозолей в атмосфере по отношению к скорости влажного выведения, Тве, (по *Jaetске, 1988*)

Резервуар	
Ниже 1,3 км	0,5 - 2 сут.
Нижняя тропосфера	2-7 сут.
Верхняя тропосфера	1-2 нед.
Нижняя стратосфера	1-2 мес.
Верхняя стратосфера	1-2 года

Атмосферные аэрозоли - продукт сложных химических и физических преобразований твердых, жидких и газообразных веществ в атмосфере. Более 90% аэрозолей имеют природное происхождение. Время пребывания аэрозолей в атмосфере составляет от нескольких минут до нескольких недель в зависимости от высоты, от их размера и местных метеорологических условий, определяющих процессы их выведения из атмосферы. Аэрозоли, попавшие в стратосферу или образовавшиеся там, могут оставаться в стратосфере более одного года. Время их пребывания в тропосфере обычно составляет 1-2 недели. Выведение аэрозолей из атмосферы в основном происходит за счет гравитационного осаждения и вымывания с осадками. Влияние аэрозолей на климат довольно сложно и состоит в том, что в присутствии аэрозолей изменяются радиационные свойства атмосферы при пропускании, поглощении и отражении солнечной и длинноволновой радиации.

Аэрозоли оказывают на климат прямое влияние путем поглощения и рассеяния солнечной радиации и косвенное влияние, выступая в качестве облачных ядер конденсации.

Степень прямого влияния аэрозолей зависит от размера и оптических свойств частиц, их количества и зенитного угла Солнца. Важную роль в изменении температуры некоторого слоя воздуха играет соотношение числа частиц, которые либо преимущественно поглощают (как, например, сажа) либо, наоборот, рассеивают солнечную радиацию (например, сульфат аммония). Предварительные исследования показывают, что прямой радиационный эффект аэрозолей наиболее выражен в безоблачных районах.

Влияние тропосферных аэрозолей на оптические свойства атмосферы очень сильно изменяется в зависимости от места и времени года и проявляется, главным образом, в дневное время, при наличии прямой солнечной радиации. Максимальный эффект проявляется вблизи источников аэрозолей в нижних слоях тропосферы.

Стратосферные аэрозоли оказывают некоторый эффект на баланс длинноволновой радиации, но основное их влияние проявляется в изменении пропускания коротковолновой радиации в дневное время суток. Стратосферные аэрозоли имеют более длительное время жизни (до 2-х лет) по сравнению с тропосферными (до 2-х недель), поэтому они часто успевают перемешаться по всей стратосфере, и их влияние носит глобальный характер.

Выводы

1. Мощные вулканы, при извержении которых тефра достигает стратосферы и озонового слоя, способны оказывать влияние на глобальный климат в течении 2-3 лет.
2. Учитывая, что парниковые газы антропогенного происхождения в 10-100 раз превышают по объёму выбросы вулканов, можно полагать, что вулканическая деятельность не оказывает существенного влияния на парниковый эффект из-за локальности и кратковременности действия.
3. Однако, вулканическая деятельность несомненно приводит к глобальному понижению температуры ПСВ на $0,5-2^{\circ}$ С, в год последующий за извержением, следствием чего может явиться длительное похолодание.
4. В год извержения вулкана температура ПСВ начинает снижаться только по прошествии 5-6 месяцев после извержения, что свидетельствует о влиянии именно стратосферного аэрозоля на прозрачность атмосферы, т.к. тропосферный аэрозоль к тому времени полностью вымывается осадками.
5. Глобальное воздействие на температуру ПСВ оказывают только те вулканы, выбросы которых достигают стратосферы и образуют слой сульфатных (вторичных) аэрозолей

*** СПАСИБО ЗА ВНИМАНИЕ !**