

Облачное покрытие Северо-Восточной Азии в максимуме и минимуме 11-летнего солнечного цикла

В.С. Соловьев, В.И. Козлов

*Институт космических исследований и астрономии СО РАН
677891 Якутск, пр. Ленина, 31
E-mail: solo@ikfia.ysn.ru*

По данным наблюдений со спутников NOAA проанализирована пространственно-временная динамика облачности над территорией Северо-Востока Азии (80° - 170° в. д. и 40° - 80° с. ш.) за период 1997-2004 гг. Показано, что на фазе максимума 11-летнего цикла солнечной активности (23-й цикл) наблюдается тенденция «смещения» облачности к югу. Этот эффект может быть обусловлен широтным смещением на фазе максимума солнечной активности траекторий атлантических циклонов, определяющих погоду от европейского региона до 140-го меридиана в северной Азии. Таким образом, облачность в Якутии, помимо локальных факторов, обусловлена также и влиянием солнечно-земных связей.

Введение

Известно, что степень и характер изменения циркуляции атмосферы связан с уровнем солнечной активности и связанные вариации облачности наблюдаются, как в ходе 11-летнего цикла солнечной активности, так и на более коротких интервалах времени [1, 2].

Изменение типа циркуляции, по-видимому, связано с перестройкой барического поля в высоких и средних широтах. Многие авторы отмечают изменение атмосферного давления у поверхности земли и высоты геопотенциальных поверхностей после геомагнитных возмущений или солнечных вспышек, сопровождающихся повышением интенсивности солнечных космических лучей [3-5]. Исторические данные свидетельствуют о том, что в периоды повышенной солнечной активности давление в области тропического максимума повышается, а в высоких широтах – падает, что приводит к смещению траекторий циклонов к северу. В работах [3, 4] приведены результаты, подтверждающие зависимость путей циклонов в северо-восточной Атлантике и Европе от фазы солнечного цикла. Предложена модель, согласно которой на фазе солнечного максимума «северный» путь атлантических циклонов сдвигается к югу, в то время как «южный» путь сдвигается к северу, причем амплитуда вариаций составляет примерно 10 град. широты. Отмечается также, что амплитуда этих вариаций увеличивается в западной фазе квазидвухлетней вариации направления стратосферного ветра над экватором. Автор работы [6] приводит доказательства того, что основные особенности структуры циркуляции Северо-западной Азии до 140-го меридиана (устойчивые области пониженного давления и антициклоны) также смещаются к северу в период повышенной солнечной активности, а в эпоху слабой активности Солнца имеют более южное расположение. Широтным смещением пути циклонов в [5] объясняется широтная зависимость в 11-летнем цикле солнечной активности для трех широтных поясов 50-59, 60-64 и 65-68 град. с.ш. вариаций прихода суммарной радиации, то есть облачности.

Широтная зависимость изменений барического поля и, соответственно, состояние облачности наблюдается и в связи с вариациями галактических космических лучей. Во время сильных геомагнитных возмущений, сопровождающихся Форбуш-понижениями интенсивности галактических космических лучей, наблюдается увеличение давления в области севернее 55 град. с.ш. и уменьшение в более южных широтах [2].

Атмосферные осадки над севером Азиатского континента, в основном, определяются переносом влаги из Северо-Атлантического региона [7]. Северо-Атлантические циклоны, оказывающие влияние на сток р. Лены, в летний сезон приносят влагу с юго-запада и запада. Влагосодержание проникающих в низовья бассейна р. Лены циклонов Карского моря значительно понижается при прохождении Средне-Сибирского

плато, определяющего орографию междуречья Енисея и Лены. Общий тренд в многолетнем ходе годовых сумм осадков за последние пятьдесят лет имеет отрицательный ход.

Облачность в масштабе северного полушария антикоррелирует с солнечной активностью [8]. Однако, в более мелких масштабах она ведет себя по-разному, в зависимости от широты и орографии местности, определяясь изменением траекторий циклонов и антициклонов.

Методика

Спутниковые наблюдения, по сравнению с наземными методами визуальной оценки облачности по 10-ти балльной шкале в пунктах расположения метеостанций, позволяют практически мгновенно рассчитать количественную карту облачности на большом пространстве.

В настоящей работе рассматривается низкая и высокая облачность на территории Северо-востока Азии (80° – 170° в. д. и 40° – 80° с. ш.) за период 1997–2004 гг., рассчитанная по данным спутников NOAA, полученным в Институте космофизических исследований и аэронавтики СО РАН [9, 10]. Облачность рассчитывалась для 3-х широтных зон: южной (40° – 56° с.ш.), центральной (56° – 66° с.ш.) и северной (66° – 74° с.ш.).

Процедура расчета облачности всех трех широтных зон (процент площади облачного покрова от общей площади зоны) осуществлялась для каждого дневного пролета спутника над территорией Якутии за рассматриваемый период. Значения облачности усреднялись за сутки. Были использованы данные, полученные с мая по сентябрь, так как для «зимних» данных существуют методические сложности с тематической дешифровкой облачности на фоне снежного покрова. Период с устойчивым снежным покровом для северной зоны (66° – 74° с. ш.) длится с 1.10 по 20.05. Период с устойчивым снежным покровом для центральной зоны (56° – 66° с. ш.) длится с 14.10 по 1.05. Период с устойчивым снежным покровом для южной зоны (40° – 56° с. ш.) длится с 28.10 по 16.04.

Для рассмотрения динамики распределения облачности использовались отношения значений облачности центральной зоны к южной и центральной зоны к северной, усредненных по годам.

Результаты

Спутниковый мониторинг облачности проводился с 8 до 20 ч. местного времени. Отметим наблюдавшиеся в северной зоне минимум высокой облачности (понижение на 20% относительно среднего уровня 70%) в 16-17 ч., небольшой минимум (понижение на 5%) в 10-11 ч. и небольшой максимум (повышение на 5%) облачности с 12 до 15 ч. Похожая картина наблюдается и в южной зоне. Однако минимум облачности южной зоны (понижение на 30% относительно среднего уровня 50%) наблюдается в 11-12 ч. и максимум с 12 до 16 ч. составляет 75%. Низкая облачность в северной зоне составляет 15% и мало меняется в течение суток. В центральной и южной зонах низкая облачность составляет около 20% и имеет минимум (понижение на 15%) в 11-12 ч. и максимум с 12 до 16 ч. составляет 25%.

Усредненная карта распределения полной облачности за период 1997-2004 г. представлена на рис. 1.

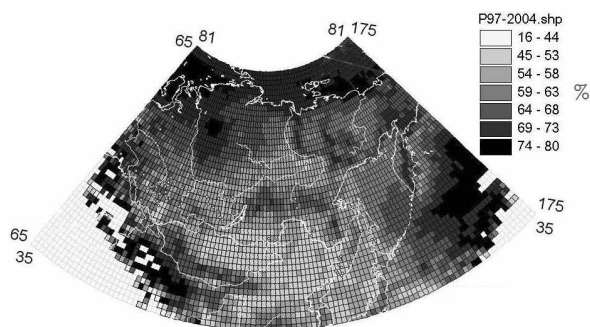


Рис. 1. Усредненная карта плотности облачного покрова в Северо-Азиатском регионе за период 1997-2004 г.

Пробелы в юго-западном и юго-восточном углах карты обусловлены отсутствием данных. Пространственный шаг усреднения облачности был выбран 1x1 град., так как радиус пространственной корреляции большинства метеорологических параметров равен 100-150 км [11]. Из приведенной карты видно, что большинство пространственных размеров неоднородностей облачности, кроме поперечных размеров пространств с горными хребтами, составляют более 2-3 градусов. Градации плотности выбраны равными стандартному отклонению межгодовых значений $\sigma=6\%$. Значения стандартного отклонения межгодовых значений σ в основном составляют до 6%. Для зоны пониженной плотности вокруг г. Якутска $\sigma=7\%$, а в зоне минимальной облачности, наблюдающейся над регионом юго-восточнее о. Байкал, значения $\sigma=10\%$. Отметим, что с увеличением плотности облачного покрова уменьшается межгодовая вариабельность их значений.

На рис. 1 наблюдается широтная зависимость облачности: облачный покров увеличивается с широтой и уменьшается с запада на восток, особенно в центральной зоне.

Над сушей максимальная плотность облаков наблюдается над Среднесибирским плоскогорьем. Прослеживается высокая плотность облаков над горными массивами, например: Верхоянским хребтом, хребтами Черского, Сунтар-Хаята, Становым, Джугджур, Срединным хребтом Камчатки, Алданским и Становым нагорьями. Минимальная облачность наблюдается над Монголией и северным Китаем. Следует отметить понижение облачности в центральной Якутии, в междуречье рек Вилюя и Алдана, с самыми низкими значениями вокруг г. Якутска.

В сезонном распределении облачности (как облаков верхнего, так и облаков нижнего ярусов) в бесснежное время наблюдается выраженная полугодичность с минимумом в июле. Причем если в облаках верхнего яруса минимум охватывает июнь – июль, то в облаках нижнего яруса минимум наблюдается в июле – августе.

Для всех трёх широтных зон минимум низкой облачности приходится на август. С мая по август облачность как высокая, так и низкая падает, а с августа по сентябрь возрастает. В северной зоне с мая по июль-август высокая облачность понижается, а затем повышается к сентябрю. В центральной зоне облачность имеет минимум в июне – июле и повышается к сентябрю. В южной зоне вариации высокой облачности в разные годы имеют разный характер, например: в 1999 г. и 2000 г. минимальное значение высокой облачности наблюдалось в сентябре, в то время как в 1998 г. ее минимум приходился на май, а максимум – на сентябрь.

Восьмилетний ряд данных спутниковых наблюдений облачности (с 1997 по 2004 гг.) не позволяют делать выводы о длиннопериодных вариациях. Однако хочется отметить наблюдающееся двухлетнее запаздывание максимума облачности Северо-Азиатского региона относительно минимума солнечной активности (1996-1997 гг.) и такое же запаздывание минимума облачности относительно максимума солнечной активности (2001-2002 гг.).

Вариации отношений облачного покрова трех широтных зон, приведенные на рис. 2, говорят о смещении облачности от «северной» и «южной» зон к «центральной» зоне.

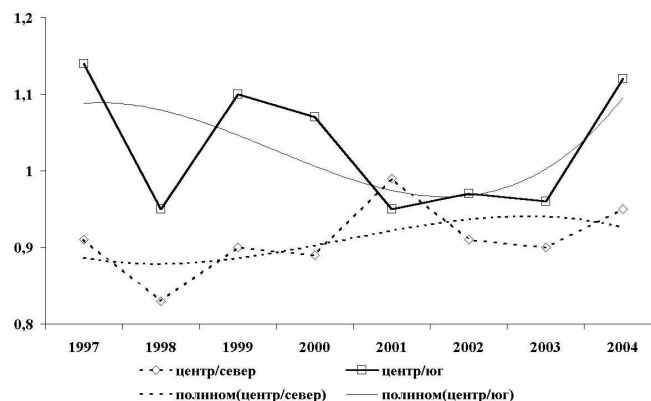


Рис. 2. Вариации отношения плотности облачного покрова для трех широтных зон

Такая картина широтной динамики облачного покрова соответствует представлениям об изменении облачности в северной, центральной и южной Европе в зависимости от фазы солнечной активности [3, 4, 8] и определяется смещением к центру южных и северных путей движения атлантических циклонов на восток с ростом солнечной активности. Реальная картина путей движения циклонов имеет более сложную структуру. Карта путей движения циклонов по территории Сибири в летний период 2003 г представлена на рис. 3. (данные взяты с сайта <http://mosmeteo.hmn.ru>). Жирными стрелками обозначены основные (усредненные нами) пути движения циклонов, тонкими – движения отдельных циклонов. Они, в основном, совпадают с результатами работ [12, 13], где также отмечены подобные основные траектории движения западных циклонов на территории Якутии.

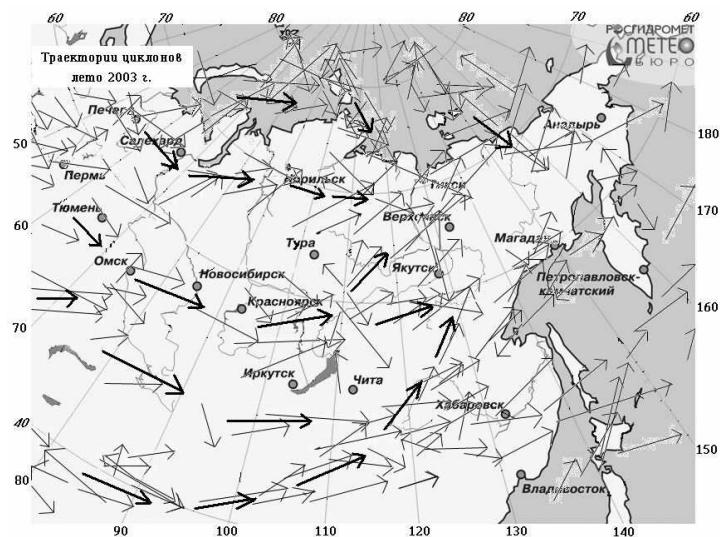


Рис. 3. Пути движения циклонов в Сибири в летний период 2003 г. Основные траектории перемещения циклонов обозначены жирными стрелками, тонкими – пути движения отдельных циклонов

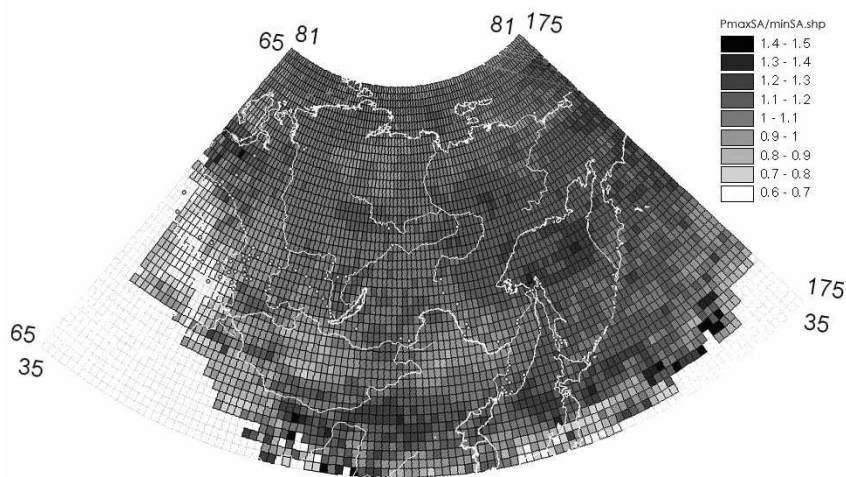


Рис. 4. Отношение плотности облачного покрова в период максимума солнечной активности (2000-2002 гг.) к плотности в период минимума солнечной активности (1997-1998 гг.)

Нужно отметить, что в 2003 г. эти траектории проходят южнее, чем указанные в [12]. Это, вероятно, объясняется смещением путей западных циклонов в зависимости от активности солнца [6]. Подтверждением этому служит рис. 4, где приведено отношение плотности облачного покрова в период максимума солнечной активности (2000-2002 гг.) к плотности в период минимума солнечной активности (1997-1998 гг.). На рисунке просматриваются несколько зональных «полос», соответствующих смещению путей циклонов. Нужно также отметить, что восточнее 130-го меридиана, за горными хребтами

наблюдается более сложная картина смещения облачности в периоды максимума и минимума солнечной активности, хотя основные зональные «полосы», соответствующие смещению путей движения западных циклонов, также просматриваются. Таким образом, представления об изменении облачности в северной, центральной и южной Европе в зависимости от солнечной активности [3, 4], определяющиеся смещением к центру южных и северных путей движения атлантических циклонов на восток с увеличением солнечной активности могут быть распространены на всю Евразию.

Литература

1. Морозова А. Л., Пудовкин М.И. Климат Центральной Европы XVI-XX вв. и вариации солнечной активности // Геомагнетизм и Аэрономия. 2000. Т. 40. № 6. С. 68-75.
2. Пудовкин М.И., Веретененко С.В. Вариации меридионального профиля атмосферного давления в ходе геомагнитного возмущения // Геомагнетизм и аэрономия. 1992. Т. 32. №1. С. 118-122.
3. Brown G.M. and John J.I. Solar cycle influences in tropospheric circulation // Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics. 1979. № 41. P.43-52.
4. Tinsley B.A. The solar cycle and the QBO influences on latitude of storm tracks in the North Atlantic // Geophysical Research Letters. 1988. V. 15. № 5. P. 409-415.
5. Веретененко С.В., Пудовкин М.И. Широтная зависимость эффектов солнечной активности в вариациях прихода суммарной радиации // Геомагнетизм и аэрономия. 1999. Т. 39. №6. С. 131-134.
6. Абросов В.Н. Гетерохронность периодов повышенного увлажнения гумидной и аридной зон // Известия ВГО. 1962. №4. С. 325-328.
7. Семилетов И.П., Савельева Н.И., Пупко И.И. и др. Долгопериодная изменчивость в системе атмосфера – суша – море в Северо-Азиатском регионе // Труды Арктического регионального центра. Владивосток, 1998. С.43-64.
8. Svensmark H., Friis-Christensen E. Variation of cosmic ray flux and global cloud coverage – a missing link in solar-climate relationships // Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. Vol. 59. No. 11. P.1225-1232.
9. Соловьев В.С. Спутниковый мониторинг в Якутии // Космофизические исследования в Якутии. Якутск: ЯФ Изд-во СО РАН, 2001. С. 302-308.
10. Соловьев В.С., Лиходед А.Н. Экологический мониторинг окружающей среды по спутниковым данным // Наука и образование, изд-во АН РС (Я), №1(17), 2000. С. 100-103.
11. Филиппов А.Х., Хуторянская Д.Ф. Статистические характеристики гроз Якутии // Доклады Института географии Сибири и Дальнего Востока. 1971. Вып.31. С. 39-46.
12. Филиппов А.Х. Грозы Восточной Сибири // Л.: Гидрометеиздат, 1974. 75 с.
13. Климат Якутска // Л.: Гидрометеиздат, 1982. 247 с.