

9. Демьянович Н.И., Глухов О.В. Модель формирования скального массива “Шишkinsкая писаница” // Избр. тр. науч.-техн. конф. ф-та геологии, геоинформатики и геоэкологии. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2006. Вып. 6. С. 130–134.
10. Демьянович Н.И., Мельникова Л.В., Николаев В.С. К вопросу о палеолитических изображениях на Шишkinsкой писанице // Изв. лаб. древних технологий. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2008. Вып. 6. С. 133–144.
11. Будников Н.Я., Андреев Р.Ю. Геологическая карта СССР м-ба 1:200000. Сер. Ангара-Ленская. Объясн. зап. М.: Недра, 1966. 50 с.
12. Демьянович Н.И., Мельникова Л.В., Николаев В.С. Факторы разрушения памятника Прибайкаля “Шишkinsкая писаница” // Изв. ВУЗов Сибири. Сер. наук о Земле. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2006. Вып. 9–10. С. 162–165.
13. Пенк В. Морфологический анализ. М.: Географгиз, 1961. 356 с.
14. King L.C. Canons of landscape evolution // Bull. Geol. Soc. of America. 1953. V. 64. № 7. P. 721–751.

ИЗК СО РАН, Иркутск

Поступила в редакцию
24.03.2009

THE SLOPE FORMATION IN THE MIDDLE-LATE-CAMBRIAN RED TERRIGENOUS DEPOSITS IN THE SOUTH OF THE SIBERIAN PLATFORM

N.I. DEMIYANOVICH

Summary

Mechanisms of slope formation are analysed on the example of the rock massif Shishinskaya Pissanitsa. Thin clayed layers alternating with sandstones form series of micro-bases of denudation; hence different parts of the slope develop independently. After uncovering the lowest of such micro-bases the slope retreats parallel by the side-cutting (according to L. King).

УДК 551.435.7(-925.11)

© 2010 г. Н.С. ЕВСЕЕВА, З.Н. КВАСНИКОВА

СОВРЕМЕННЫЕ ЭОЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ ЮГО-ВОСТОКА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ

Таяжная зона Западно-Сибирской равнины традиционно считается территорией, где современные эоловые процессы практически не развиваются. Об этом свидетельствует анализ работ, посвященных данной проблеме. Например, в статье М.Ю. Белоцерковского, З.П. Кирюхиной и Г.А. Ларионова по количественной оценке дефляционной опасности земель бассейнов Оби и Иртыша территория тайги юго-востока Западно-Сибирской равнины отнесена к недефляционным районам (0–3 единиц дефляционного потенциала) [1].

К.С. Кальяновым проведено районирование территории бывшего СССР по степени влияния климата на развитие эоловых процессов и выделено пять классов влияния в теплый период года (апрель–октябрь) – практически вся юго-восточная часть Западно-Сибирской равнины отнесена им к пятому классу (слабая степень влияния). В холодный период года выделено шесть классов влияния климата на развитие эоловых процессов, и территория также почти полностью включена в пятый класс (пониженная степень влияния) [2].

А.Н. Сажин, Ю.И. Васильев, изучив географические закономерности современной дефляции в степях Восточной Европы и Западной Сибири, отнесли юго-восток последней к зоне накопления эолового материала [3]. Результаты, полученные названными авторами, справедливы для экосистем тайги Западно-Сибирской равнины. Хозяйственная деятельность человека вносит коррективы в естественный ход природных процессов и активизирует ряд из них, в том числе и эоловые. Наши исследования в течение 1989–2008 гг. показывают, что современные эоловые процессы юго-востока тайги Западно-Сибирской равнины можно определенным образом классифицировать по условиям и площади развития. В первом случае эоловые процессы разделяются на природные и природно-антропогенные, во втором – на глобальные, региональные и локальные.

Природные эоловые процессы не играют большой роли в рельефообразовании таежной зоны. Они представлены перевыванием песчаных кос прирусловой поймы, раздуванием песков в обнажениях и на бровках террас, ложбин стока, водораздельных равнин, а также аккумуляцией эолового материала. Природно-антропогенные эоловые процессы развиты в пределах пахотных угодий, на вырубках, в местах добычи нефти, газа и на других участках хозяйственного освоения.

К глобальным процессам возможно отнести аккумуляцию эоловой пыли, переносимой воздушными потоками над Евразией. В.П. Чичагов приводит примеры такого переноса [4]: 5 мая 1993 г. в г. Шизуншане (Китай) был зарегистрирован перенос тонких частиц в аэрозоле с северо-запада – из Сибири, Центральной Азии и северного окончания Новой Земли; 13–14 апреля 1994 г. Пекин принял эоловый материал из Польши, Скандинавии, устья Печоры, Западной Сибири и Центральной Азии – т.е. тонкий материал перемещается через Азию устойчивым во времени северо-западным переносом.

К региональным эоловым процессам относятся те, которые развиваются в пределах Западной Сибири и связаны с циркуляцией воздушных масс над ее территорией. Чаще всего они представлены пыльными бурями, приходящими на исследуемую территорию из Казахстана, Узбекистана, юга Западной Сибири. Примерами таких бурь являются следующие: 27–28 апреля 1968 г. тучи пыли, застилающие солнце, висели над Томской и Новосибирской областями. Воздух был до предела насыщен легкой пылью, оседавшей равномерным слоем на поверхность земли и здания [5]. Тучи пыли над Томской областью – это остатки черной бури, возникшей на распаханых целинных землях Казахстана и юга Западно-Сибирской равнины (расстояние от Целинограда до Томска более 1000 км). 87.4% перемещенных осадков составляли частицы менее 0.25 мм и 12.6% были размером 0.25–0.05 мм. По приблизительным подсчетам только на территорию Томской области с пылью было принесено примерно 20 млн т гумуса, около 1 млн т азота, 240 тыс. т калия и более 60 тыс. т фосфора. Случаются пыльные бури и зимой. Так, 1 февраля 2007 г. над территорией Томской и Омской областей произошло выпадение эоловой пыли, поднятой с засоленных грунтов Северного Казахстана. Выпавшая пыль окрасила снег в желтый цвет [6].

К локальным эоловым процессам мы относим те, которые развиваются в пределах подзон и зон на участках земной поверхности (междуречьях, террасах), лишенных естественной растительности – на пашнях, вырубках, в пределах осваиваемых месторождений нефти, газа.

В отличие от северных районов Западно-Сибирской равнины, где современные эоловые процессы развиваются на поверхностях, сложенных песчаными почвогрунтами [7, 8], в исследуемом районе дефляции подвергаются преимущественно суглинистые отложения.

В данной работе основное внимание уделено результатам исследований локальных современных эоловых процессов в агроландшафтах, развивающихся в холодный период года (октябрь–апрель) за период с 1989 по 2008 гг. Основные факторы развития эоловых процессов исследуемого региона рассмотрены в серии работ [9–14]. Эоловые

процессы холодного периода года (ХПГ) юго-востока Западно-Сибирской равнины на пахотных угодьях представлены дефляцией и аккумуляцией и имеют неравномерно-прерывистый характер развития.

Очагами дефляции в агроландшафтах являются наветренные склоны мезо- и микрорельефа, а также гребни пашни в случае глубокой осенней вспашки. Вследствие метелевого переноса они периодически бывают без снега. Дефляции подвержены в основном суглинистые разности серых лесных и дерново-подзолистых почв. Противодефляционная устойчивость их, рассчитанная нами по методике Г.А. Ларионова [15], в основном невысока и колеблется, соответственно, в пределах 24–57 и 10–49. Выдутые из очагов дефляции частицы почвы разносятся ветром на разные расстояния от него и отлагаются на поверхности снега на пашне, в лесополосах, в прилегающем к пашне лесу. Кроме того, в снеге аккумулируются и тонкие частицы, приносимые воздушными потоками из других регионов.

С целью выявления интенсивности и динамики развития локальных эоловых процессов авторами выполнен значительный объем работ: ежегодные неоднократные снегосъемки в микромасштабе в пределах стационара Лучаново на Томь-Яйском междуречье; маршрутные наблюдения; отбор проб снега (из всей толщи и с поверхности снега) по опорным профилям; трехкратное фильтрование снеговой воды, сушка и взвешивание твердого осадка; анализ гранулометрического и химического состава эоловых отложений.

Существуют различные приемы определения интенсивности дефляции и аккумуляции. Нами интенсивность дефляции определялась согласно М.Е. Бельгибаеву [16]. Интенсивность эоловой аккумуляции оценивалась и по содержанию мелкозема в снеге, а также по аккумуляции эоловых частиц на единицу площади в г/м^2 [17, 18]: слабая (менее 50), умеренная (50–100), средняя (100–200), сильная (200–500) и очень сильная (500–1000). Кроме того, об интенсивности дефляции можно судить по массе эоловых наносов в лесополосах, где они долго сохраняют исходную порошистую структуру. Нижняя граница эоловых наносов обычно маркируется слоем подстилки, под которой расположены почвы с зональными признаками структурности. Этот прием позволяет получить представление об эоловых процессах за достаточно длительный срок.

Наблюдения за 1989–2008 гг. показывают, что интенсивность эоловых процессов за ХПГ различается, и можно выделить две стадии ее развития: 1) со времени установления устойчивого снежного покрова до накопления максимальных снегозапасов (II–III декады марта) и 2) во время снеготаяния.

Интенсивность эоловых процессов ХПГ со времени установления устойчивого снежного покрова до максимального снегонакопления за период наблюдений была изменчива.

1. Наблюдались годы, когда эти процессы были активны в течение ХПГ. Об этом свидетельствуют прослойки загрязненного снега в шурфах, количество которых изменялось от 1 до 5, а мощность – от 0.3 до 10–15 см. За период наблюдения такими были ХПГ 1989–90, 1991–92, 1995–96, 2000–01, 2003–04 и 2004–05 гг. Наибольшая мощность загрязненных прослоев (до 10–15 см) зафиксирована в 1991–92, 2002–03 и 2004–05 гг. В эти годы в снеге накапливались значительные объемы эолового материала: 200–500 г/м^2 и более (табл. 1).

2. ХПГ с умеренным проявлением эоловых процессов, когда в снежном покрове накапливалось от 50 до 100 г/м^2 мелкозема, а загрязненных прослоев не отмечалось (2001–02 и 2007–08 гг.).

3. Годы, когда в ХПГ эоловые процессы проявлялись слабо, в снеге накапливалось менее 50 г/м^2 мелкозема (1992–93, 2005–06 и 2006–07 гг.).

Анализ табл. 1 показывает, что на пашне эоловая аккумуляция в десятки и сотни раз превышает таковую в кедровом лесу и лесополосе. Повышенное, по сравнению с остальными годами, содержание эоловых частиц в снеге кедрового леса связано в 2007 г., видимо, с пыльной бурей 1 февраля 2007 г., а в 2008 г., очевидно, также обусловлено выпадением пыли в основном из атмосферы.

Таблица 1
Аккумуляция золовых отложений в снеге за ХПГ на пашне и в кедровом лесу (на примере ряда лет)

ХПГ	Сроки наблюдения: от установления устойчивого снежного покрова до времени максимального снегонакопления	Интенсивность аккумуляции золовых отложений в снежной толще, г/м ² (г/га)	
		пашня	кедряч
2000–01* 2002–03*	третья декада октября 2000 – 14.03.2001 30.10.2002 – 10.03.2003	до 344 (3.44) в среднем 550 (5.5) максимум 824 (8.24)	– –
2003–04* 2004–05*	25–26.10.2003 – 04.03.2004 1–5.12.2004 – 11.03.2005	до 430.2 (4.302) до 376.72 (3.77)	0.3 (0.003) 1.034 (0.01)
2005–06	21.10.2005 – 22.03.2006	до 2.7 (0.027)	1.03 (0.01) в лесополосе: 0.23 (0.002)
2006–07 2007–08	начало второй декады октября 2006 – 12.04.2007 вторая декада октября 2007 – 12.03.2008	до 45.1 (0.45) 7.0 (0.07) – 83.2 (0.832)	13.1 (0.131) 18.8 (0.19)

Примечание: * – годы, когда в снежном покрове наблюдались загрязненные прослойки снега.

Таблица 2
Интенсивность аккумуляции золового материала по опорному профилю Лучановского стационара за разные времена (на примере ряда лет)

Точка отбора	Аккумуляция мелкодозема (г/м ²) за время наблюдений											
	25.03– 04.04.1990	14.04– 17.04.2002	13.03– 30.03.2003	30.03– 14.04.2003	13.03– 21.03.2004	19.03– 27.03.2005	14.04– 17.04.2005	16.03– 15.04.2007	15.04– 20.04.2008			
Сильнозагрязненная золовая волна	81.0	224.5	173.13	143.15	209.9	51.629	57.77	16.9	1.225			
Среднезагрязненная золовая волна		51.1	53.45		71.611	39.07		1.645	0.914			
Фоновый участок (между волнами)	18.2	28.6	2.02–20.99	17.19	1.047	0.11–1.05	0.62	0.369	0.83			
Лесополоса			1.11	7.19								
Наветренный склон сугроба в прогалине лесополосы			0.095	3.59	3.914	0.29	27.7	0.01	0.77			
Кромка кедрового леса	102.4								6.386			
Кедровый лес	1.8					0.285		1.0	0.304			
Суммарная / средняя масса золового материала по профилю в пробах	203.4 50.85	304.2 104.7	248.78 62.2	171.12 42.78	286.82 71.70	91.32 18.22	86.09 28.97	19.92 3.98	20.42 3.6			
Средняя аккумуляция на 1 га (т) / период времени (сут.)	0.508 11	1.047 3	0.622 17	0.428 15	0.717 8	0.182 8	0.29 3	0.0398 30	0.036 4			

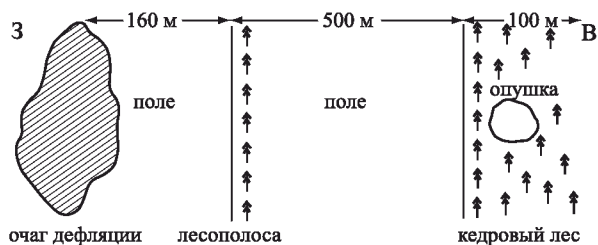


Схема расположения опорного профиля в южной части Лучановского стационара

Развитие золовых процессов во время снеготаяния имеет прерывистый характер и высокую степень динамичности. Это обусловлено весенним максимумом ветровой активности, перепадами температур, снегопадами и др. Интенсивность золовых процессов в этот период может быть высока даже в ХПГ со слабым развитием золовых процессов. Интенсивность золовых процес-

сов во время снеготаяния хорошо иллюстрируют примеры накопления золового материала по опорному профилю на южном участке стационара Лучаново. Профиль заложен от повышения рельефа в пределах пашни (очаг дефляции) до кедрового леса, окаймляющего пашню на востоке (рисунок).

Длина профиля около 800 м. Пробы отбирались с поверхности снега после сильных снегопадов: с площади 1 м^2 снимался слой снега глубиной 1–2 см (по мощности загрязненной прослойки). Отбор проб проводится по схеме: сильнозагрязненная золовая волна – среднезагрязненная волна – фоновый участок (поверхность снега между золовыми волнами) – лесополоса – наветренный склон сугроба в прогалине лесополосы – кромка кедрового леса – кедровый лес. Динамика интенсивности аккумуляции золового материала в разные годы по профилю отражена в табл. 2.

Анализ табл. 2 показывает, что в период снеготаяния из очагов дефляции за короткие промежутки времени выносятся значительное количество почвенных частиц, которые отлагаются на разных расстояниях от очага на поверхности снега, при этом образуется золовая рябь (волны). В среднем за 3–30 дней на 1 м^2 пашни может накопиться на поверхности снега от 3.6 до 104.7 г золового материала, или от 0.036 до 1.047 т/га.

Мощность золовых отложений на поверхности снега изменяется от долей миллиметра до 3 см. В их составе преобладают фракции крупной пыли (0.05–0.01 мм) – от 23.1 до 54.8%, илстые частицы ($<0.001 \text{ мм}$) – от 8 до 29.04% и мелкий песок (0.25–0.05 мм) – от 6.83 до 26.9%. Золовые отложения имеют тесную генетическую связь с почвами региона [19].

Средние скорости выдувания почв за 3–30 суток с южных склонов пашни Томь-Яйского междуречья, рассчитанные по методу М.Е. Бельгибаева [16], варьируют от 0.01 мм за снеготаяние до 0.4 мм, но чаще составляют 0.02 мм.

В лесополосе в пределах опорного профиля накопился слой золовых отложений мощностью до 5 см – это лесная подстилка, насыщенная порошистыми пылеватыми отложениями. Ниже этого слоя почвы имеют обычное строение. Лесополосы на исследуемом участке заложены в середине XX в., то есть возраст сосен и берез в лесополосе около 60 лет. Это позволяет определить среднюю скорость золовой аккумуляции в лесополосе, которая достигает 0.83 мм/год.

Девятнадцатилетние наблюдения за золовыми процессами в агроландшафтах юго-востока таежной зоны Западно-Сибирской равнины позволяют сделать следующие выводы:

1. Активному развитию современных золовых процессов в таежной зоне препятствует растительность. Сведение лесов, распашка земель активизируют эти процессы.

2. Дефляция почв в ХПГ на пашне развивается ежегодно, особенно на южных склонах, имеет прерывистый характер, различную интенсивность и очаговое распространение. Аккумуляция отложений развита повсеместно и связана как с локальными, так и с регионально-глобальными процессами, происходящими в атмосфере. Доминирует аккумуляция золовых отложений местного генезиса – почв пахотных угодий.

3. За холодный период года (от установления снежного покрова до его полного схода) в снежной толще на пашне может накапливаться до 1000 г/м^2 (10 т/га) мелко-зема (2002–03 гг.), но чаще его количество колеблется в пределах $100\text{--}500 \text{ г/м}^2$ ($1\text{--}5 \text{ т/га}$). Накопление золовых отложений в снеге кедрового леса невелико и изменяется от 0.3 г/м^2 (0.003 т/га) до 18.8 г/м^2 (0.19 т/га).

4. Наблюдения показывают, что в периоды бурь дефляции на пашне подвергаются как мерзлые почвы, так и сильно увлажненные. Порывы ветра на наветренных склонах повышений рельефа, на вершинах гребней вспаханной земли способны оторвать, поднять в воздух и унести крупные комочки почв (до 2.5 см) на расстояния от 0.5 до 5–7 м от очага дефляции.

5. Золовые процессы активно развиваются и после схода снежного покрова (конец апреля–май), когда пашни лишены растительного покрова и наблюдается весенний максимум деятельности ветра.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белоцерковский М.Ю., Кирюхина З.П., Ларионов Г.А. Опыт количественной оценки эрозионно- и дефляционноопасных земель бассейнов Оби и Иртыша при разработке схемы комплексного использования природных ресурсов // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 1984. № 5. С. 3–9.
2. Кальянов К.С. Развитие золовых процессов и ветровой эрозии почв на территории СССР // География процессов эрозии. 1986. С. 2 – 24.
3. Сажин А.Н., Васильев Ю.И. Географические закономерности современной дефляции в степях Восточной Европы и Западной Сибири // Геоморфология. 2003. № 1. С. 79–82.
4. Чичагов В.П. Золовый рельеф Восточной Монголии. М.: Изд. ИГРАН, 1999. 269 с.
5. Танзыбаев М.Г., Славина Т.П. Необычайное явление в природе Томской области // Гляциоклиматология Западной Сибири. 1975. Вып. 9. С. 155–160.
6. Состояние окружающей среды Томской области в 2007 году. Томск: Графика, 2008. 148 с.
7. Земцов А.А. Геоморфология Западно-Сибирской равнины (северная и центральная части). Томск: Изд. ТГУ, 1976. 344 с.
8. Соромотин А.В., Сизов О.С. Активизация золовых процессов на севере Западной Сибири в связи с возросшим антропогенным воздействием // Пробл. регион. экологии. 2007. № 4. С. 12–15.
9. Филандышева Л.Б., Евсеева Н.С., Ильина И.А. Оценка ветра как фактора эрозии почв на Томь-Яйском междуречье // Вопр. геогр. Сибири. 1993. Вып. 19. С. 78–84.
10. Евсеева Н.С., Квасникова З.Н., Осинцева Н.В., Ромашова Т.В. Полевые исследования дефляции почв Томь-Яйского междуречья в холодный период года // Экологич. риск / М-лы II Всерос. конф. 2001. С. 256–258.
11. Евсеева Н.С., Квасникова З.Н., Осинцева Н.В. Оценка золовых процессов в таежной зоне юго-востока Западно-Сибирской равнины (на примере Томь-Яйского междуречья) // Самоорганизация и динамика геоморфосистем / М-лы XXVII Пленума Геоморф. комиссии РАН. 2003. С. 300–303.
12. Евсеева Н.С., Квасникова З.Н., Ромашова Т.В., Осинцева Н.В. Ветровая эрозия почв в холодный период года на Томь-Яйском междуречье (Западная Сибирь) // География и природные ресурсы. 2003. № 3. С. 101–104.
13. Евсеева Н.С., Слуцкий В.И. Климатический фактор развития золовых процессов на юго-востоке Западно-Сибирской равнины // География и природные ресурсы. 2005. № 4. С. 75–79.
14. Евсеева Н.С. Цикличность проявления дефляции почв холодного периода в агроландшафтах юго-востока Западно-Сибирской равнины // Вестн. ТГУ. 2005. № 15. С. 168–170.
15. Ларионов Г.А. Эрозия и дефляция почв: основные закономерности количественная оценка. М.: Изд-во МГУ, 1993. 200 с.
16. Бельгибаев М.Е. Природные условия дефляции почв и почвенно-эрозионное районирование Северо-Тургайской равнины: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Алма-Ата: ИГ КазССР, 1972. 22 с.
17. Любцова Е.М. Золовая миграция вещества и ее роль в распространении фтора в ландшафтах юга Минусинской котловины // География и природные ресурсы. 1994. № 2. С. 86–91.

18. Любцова Е.М. Золовые процессы // Пространственно-временной анализ динамики эрозионных процессов на юге Восточной Сибири. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1997. С. 132–177.
19. Евсеева Н.С., Квасникова З.Н. Геохимические аспекты золовых процессов в агроландшафтах юго-востока Западно-Сибирской равнины // Новые и традиционные идеи в геоморфологии. 2005. С. 244–247.

Томский госуниверситет

Поступила в редакцию
13.03.2009

RECENT EOLIAN PROCESSES IN THE SOUTH-EASTERN WEST SIBERIA

N.S. EVSEYEVA, Z.N. KVASNIKOVA

Summary

The paper deals with the dynamics and intensity of the eolian processes during the cold periods from 1989 till 2008 in agricultural landscapes of the southeastern part of the West-Siberian Plain. It was shown that the deflation of the arable soil developed annually, had intermittent nature, different intensity and focal spread. The accumulation of eolian deposits occurred everywhere and was associated with local, regional and global atmospheric processes.

УДК 551.435.74(–925.11)

© 2010 г. С.П. КАЗЬМИН

СОВРЕМЕННЫЕ И ДРЕВНИЕ ВЗВЕШЕННЫЕ ЭОЛОВЫЕ НАНОСЫ

Перемещение и накопление взвешенного эолового наноса в атмосфере – весьма важный процесс, роль которого в экзогенных природных явлениях существенно недооценивается. Всем известно, что взвешенный эоловый нанос возникает в пустынях. Большинство специалистов ограничивается лишь анализом природной среды самих пустынь, но уделяет недостаточно внимания значению пустынь в круговороте минерального вещества во всей биосфере. Взвешенный эоловый нанос распространен фактически во всей географической оболочке Земли. Его можно встретить на материках, океанах и ледниках. Реально судить о круге вопросов, связанных с этой проблемой, можно только на основе ясных представлений об условиях возникновения мелкозем, покинувшего поверхность Земли и поступившего в атмосферу. Даже на качественном уровне этот процесс нельзя считать надежно изученным и охарактеризованным.

Передвижение и накопление взвешенного эолового наноса – природного двухкомпонентного потока – имеет некоторые черты близости с другим процессом: деятельностью водных потоков. Так же как и водные потоки, ветер переносит мелкозем в виде влекомого и взвешенного наносов. Подобно тому, как текущая вода в половодье сильнее всего размывает русло и переносит наибольшее количество наносов в реках, при усилении ветра возрастают объемы переносимого им материала и его роль в создании эоловых форм (скульптурных и аккумулятивных). Но этим, в основном, и исчерпываются сходства водного и ветрового потоков. Если действие водного потока ограничено дном долины, то ветровой охватывает огромные пространства. Штиль сменяется ветрами ураганной силы, направления которых могут многократно изменяться вплоть до противоположных. При этом изменяются направление и интенсивность всего комплекса эоловых процессов. В целом деятельность ветра тесно связана с характером движения воздушных масс и с состоянием (аспектом) ландшафта. Пространственное соотношение областей дефляции и массивов аккумулятивных эоловых форм в основном отражает длительно сохраняющийся режим движения тропосферы. Полный ана-