ИЗВЕСТИЯ РАН. СЕРИЯ ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ, 2015, № 4, с. 58–69

ПРИРОДНЫЕ ПРОЦЕССЫ И ДИНАМИКА ГЕОСИСТЕМ

УДК 556.51

УСЛОВИЯ ВПИТЫВАНИЯ ВОДЫ В ПОЧВУ И ЕЕ ИНФИЛЬТРАЦИИ В ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ НА ВОДОСБОРАХ РЕК ВОСТОЧНОЙ КУБЫ

© 2015 г. З.К. Иофин

Вологодский государственный университет, Россия; pirit35@yandex.ru

Поступила в редакцию 21.01.2013 г.

Для рек Восточной Кубы характерны малые размеры, контрастные орография и увлажнение. Используя генетическую теорию стока и линейно-корреляционную модель, рассмотрены теоретические аспекты условий формирования впитывания, количественные значения впитывания и инфильтрации до уровня подземных вод в бассейнах рек Восточной Кубы. Зависимость слоя впитывания от геоморфологического фактора позволила выделить из общего слоя впитывания до начала водообразования (образование гравитационной воды) и в процессе стока слой поверхностного задержания. Как показали исследования, зависимость слоя инфильтрации от слоя впитывания оказалась достаточно надежной. Однако на оси слоя инфильтрации этого графика оказалась некоторая величина, которая характеризует наличие “скрытого слоя инфильтрации” при отсутствии впитывания. Предполагается, что поверхностный и подземный водосборы не совпадают, и имеет место подземный водообмен между отдельными водотоками.

***Ключевые слова*:** впитывание, инфильтрация, процесс водообразования, геоморфологический фактор, потери осадков на впитывание, виды склонового стока, карст, реки Восточной Кубы.

Постановка проблемы. Выбор географического объекта для исследования – водосборов рек Восточной Кубы – продиктован несколькими предпосылками. Во-первых, наличием большого количества характерных малых водосборов рек в одном месте. Во-вторых, редким сочетанием равнинных и горных орографических условий на ограниченной территории. В-третьих, сочетанием аридных и хорошо увлажненных водосборов. В этой связи представляет интерес формирование взаимосвязанных элементов баланса – впитывания в почву и инфильтрации в подземные воды (проникновение гравитационной влаги до уровня подземных вод).

Согласно существующим традициям, слой впитывания в почву первоначально определяют по материалам экспедиционных исследований, которые в дальнейшем используются для калибровки моделей теоретического и эмпирического содержания. Учитывая объем работ при исследовании даже одного речного бассейна, получение надежных результатов можно ожидать при сравнительно больших затратах времени. В этой связи представляется важным разработать метод учета впитывающей способности почв водосборного бассейна, оценки временных затрат на расчеты и повышение их точности.

В гидрологии существуют различные предложения для оценки потерь стока, включающих и впитывание [1, 3 и др.]. Однако, применение этих предложений, как правило, требует сравнительно большого объема информации для определения параметров [4].

Вопрос учета величины инфильтрации для водного баланса представлен в гидрологических исследованиях чисто теоретически в балансовых уравнениях. При их практическом применении нужно констатировать, что в существующем трехэлементном уравнении водного баланса (осадки, сток, испарение) величина инфильтрации не учитывается, что негативно сказывается на точности расчетов. Отсутствие слоя инфильтрации в существующем уравнении водного баланса связано с достаточно трудоемкой и многолетней организацией наблюдений.

Что же касается процесса инфильтрации и объективной оценки ее величины при отсутствии режимных наблюдений в скважинах, то этот вопрос вообще не изучен. Публикации по определению

Таблица 1. Параметры связи слоя речного стока и слоя атмосферных осадков

Номера постов	Река – пункт	Площадь водосбора, F (км^2)	Слой стока, h (мм)	Слой осадков, P (мм)	Связь стока с осадками, уравнение регрессии	Коэффициент корреляции
20	Чапарра – эль Робле	395	188	1063	Y=0.411 P – 249	0.93
22	Хибара – эль Хобо I	80.0	292	1127	Y=0.623 P – 410	0.93
24	Майяри – ла Эмахагуа	1060	372	1458	Y=0.539 P – 414	0.91
25	Сагуа де Танамо – эль Инфиерно	325	602	1766	Y=0.534 P – 341	0.86
28	Тоа – эль Торро II	326	700	1688	Y=0.64 P – 380	0.88
29	Тоа – эль Агуакате	753	1522	2439	Y=0.811 P – 456	0.91
30	Хагуани – А. Прието	182	1924	2758	Y=0.892 P – 536	0.85
60	Севийя – ла Форталеса	565	256	1372	Y=0.454 P – 367	0.89
62	Кауто – лас Колорадос	64.7	476	1650	Y=0.57 P – 464	0.95
66	Камасан – Лимонсито	54.0	187	1208	Y=0.297 P – 173	0.79
69	Каутийо – ла Фуенте	92.0	553	1553	Y=0.79 P – 669	0.90
70	Баямо – ла Бирхен	143	816	1900	Y=0.745 P – 600	0.92
72	Ярея́ль – Ярея́ль	22.5	247	1259	Y=0.404 P – 257	0.83
77	Буэй – Сан Мигель	73.0	917	2065	Y=0.718 P – 566	0.93
79	Хибакоа – Прага	42.0	826	1705	Y=0.565 P – 172	0.79
80	Гуа – Буойна Виста	56.0	675	1640	Y=0.63 P – 362	0.91
81	Восонао – Трукуку	167	356	1442	Y=0.52 P – 394	0.93
83	Гуантанамо – Санта София II	506	219	1380	Y= 0.32 P – 223	0.90
85	Хайбо – Мариональ	163	350	1437	Y=0.544 P – 432	0.96
87	Бано – Санта Роса	126	526	1390	Y=0.64 P – 364	0.93
88	Ятерас – Паленкито	144	367	1380	Y=0.364 P – 135	0.82
89	Ятерас – Яригуана	478	289	1315	Y=0.33 P – 145	0.86
	Среднее	575	1545	1590	–	0.89

слоя инфильтрации в отсутствии режимных наблюдений автору неизвестны.

Объекты и методы исследования. Объектами исследования стали 22 водосбора рек Восточной Кубы, на которых расположено 324 плювиометра. Данные наблюдений включают период с начала наблюдений (1962–1964 гг.) по 1983 г. при продолжительности, в среднем, 15–16 лет. Учитывая короткий период наблюдений за стоком, выполнено приведение коротких стоковых рядов к длительному периоду по данным атмосферных осадков, продолжительность наблюдений за которыми составляет 40–65 лет. Необходимая продолжительность наблюдений контролировалась установлением репрезентативного периода с применением метода скользящих средних.

Использованные данные наблюдений на реках Восточной Кубы являются уникальными, поскольку в условиях тропиков и на малых реках Кубы, где время концентрации стока мало, методика измерения расходов воды имеет своеобразный характер.

В данной работе в качестве метода исследования принята линейно-корреляционная модель [7], позволяющая оценить величины впитывания, инфильтрации в подземные воды, суммарное испарение и испарение с водной поверхности, величины поверхностного задержания на склонах водосбора.

Для демонстрации существования связи генетической теории стока с параметрами линейно-корреляционной модели изложим некоторые теоретические соображения, затрагивающие процесс впитывания.

Процесс впитывания зависит от ряда факторов. Согласно А.Н. Бефани [4], рост интенсивности дождя сопровождается ростом интенсивности впитывания, имея своим нижним пределом момент, в который затапливается вся поверхность. На увеличение площади стекания и, соответственно, уменьшение площади впитывания оказывает влияние и уклон склонов, способствующий уменьшению глубин ручейков и площади затопления. Структура поверхности стекания, вид сельскохозяйственной обработки почв оказывают влияние на процесс впитывания и поверхностного задержания.

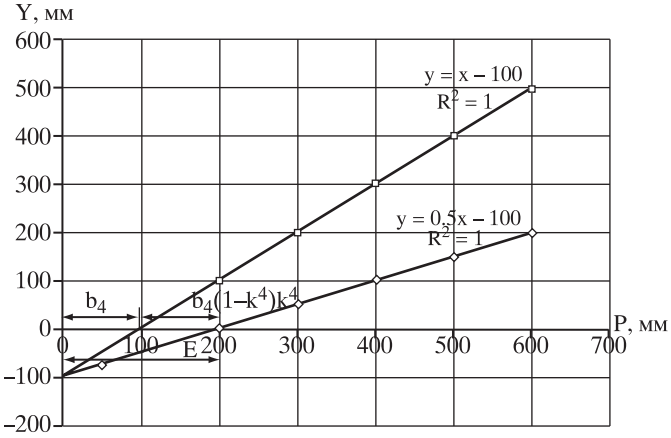

Рис. 1. Схема формирования суммарного впитывания b_4 и потерь на впитывание на спаде стока $b_4 \dfrac{1-k_4}{k_4}$ после конца водообразования

Водообразование начинается с накоплением некоторой величины впитывания, которая сохраняется до начала стока и пополняется при недостаточном увлажнении вплоть до его окончания. После окончания стока также продолжается процесс впитывания некоторого объема воды, который сохранился в понижениях.

К потерям на впитывание относятся непосредственно тот слой воды, который аккумулирует почва, и слой воды, аккумулированный на поверхности бассейна. Заметим, что индекс у приводимых параметров связан с последовательностью вывода уравнений при разработке линейно-корреляционной модели [7]. Математически в линейно-корреляционной модели сказанное о слое впитывания можно записать через некоторый параметр b_4 как:

$$b_4 = R_T + R_0, \tag{1}$$

где b_4 – свободный член уравнения прямой, связывающей слой речного стока и слой атмосферных осадков (табл. 1); R_T – суммарное впитывание за период водообразования [4]; R_0 – впитывание после конца стока за счет объема воды, оставшегося в замкнутых понижениях [4].

Эти потери формируются в процессе активного водообразования, а также в процессе впитывания и задержания в формах микрорельефа после окончания стока.

В работе [7] выполнен анализ нескольких видов уравнений прямой линии как разновидности уравнения водного баланса. В частности, рассмотрены уравнения, отличающиеся друг от друга коэффициентом регрессии k_4:

$$Y = P - b_4, \tag{2}$$

$$Y = k_4 P - b_4. \tag{3}$$

Обратимся к графическому представлению уравнений (2) и (3) (рис. 1). Поскольку уравнение (2) имеет коэффициент регрессии равный 1, то отрезок по оси Y от нуля до –100 и отрезок от нуля до +100 по оси X равны. Оба уравнения выходят из одной точки b_4. В этой связи необходимо отметить, что если следовать записи уравнений (2 и 3), то можно сказать, что сток начинается с некоторым запаздыванием по отношению к началу выпадения атмосферных осадков. Это запаздывание выражается отрезком b_4, а в генетической теории стока – суммой двух параметров:

$$R_T \text{ и } R_0, \text{ т.е. } b_4 = R_T + R_0. \tag{4}$$

Здесь b_4 – накопление слоя впитывания за период существования стока R_T, а также впитывание после конца стока за счет объема воды, оставшейся в замкнутых понижениях R_0.

В уравнении (2) учитываются потери воды на впитывание в процессе стока R_T и потери после конца стока R_0, но не учитываются потери на впитывание на спаде стока после конца водообразования R_τ. В противоположность уравнению (2) потери на впитывание на всех стадиях формирования стока и учет инфильтрации предусмотрен в уравнении (3).

Так, кроме $b_4 = R_T + R_0$, учитываются потери на впитывание на спаде стока $b_4 \dfrac{1-k_4}{k_4} = R_\tau$ за счет воды, накопившейся на склонах. Накопившаяся влага на склонах, выраженная суммой $b_4 + b_4 \dfrac{1-k_4}{k_4}$ (табл. 2), составляет суммарное испарение E:

$$E = b_4 + b_4 \frac{1-k_4}{k_4}, \tag{5}$$

где b_4 – свободный член уравнения регрессии, связывающего слой речного стока со слоем атмосферных осадков; k_4 – коэффициент регрессии этого уравнения.

Итак, процесс впитывания разбивается на ряд этапов. Среди них: R_T – суммарное впитывание за период водообразования; R_0 – впитывание после конца стока за счет объема воды, оставшегося в замкнутых понижениях; R_τ – впитывание на спаде стока.

Таблица 2. Значения величин впитывания и поверхностного задержания на водосборах рек Восточной Кубы

Номера постов	Река – пункт	Норма атмосферных осадков, P (мм)	b_4, мм	k_4	$\frac{b_4}{P}$	$\frac{b_{4\min}}{P}$	R_T	R_0	$\frac{W}{P}$	Геоморфологический фактор, $\Phi = \frac{l}{\sqrt{I_{вод}}}$
20	Чапарра – эль Робле	1063	249	0.41	0.234	0.019	20	229	0.22	98.6
22	Хибара – эль Хобо I	1127	410	0.62	0.364	0.248	280	140	0.12	53.2
24	Майяри – ла Эмахагуа	1458	414	0.54	0.284	0.21	306	108	0.074	33.9
25	Сагуа де Танамо – эль Инфиерно	1766	341	0.53	0.193	0.086	152	189	0.11	49.3
28	Тоа – эль Торро II	1688	380	0.64	0.225	0.015	26	354	0.21	93.2
29	Тоа – эль Агуакате	2439	456	0.81	0.186	0.122	298	158	0.065	29.8
30	Хагуани – А. Прието	2758	536	0.89	0.194	0.116	320	216	0.078	35.9
60	Севийя – ла Форталеса	1372	367	0.45	0.267	0.021	29	338	0.25	113
62	Кауто – лас Колорадос	1650	464	0.57	0.281	0.215	355	109	0.066	30.4
66	Камасан – Лимонсито	1208	173	0.30	0.143	0.078	9	164	0.14	62.1
69	Каутийо – ла Фуенте	1553	669	0.79	0.431	0.192	299	370	0.24	106
70	Баямо – ла Бирхен	1900	600	0.74	0.316	0.225	448	172	0.091	41.5
72	Ярея́ль – Ярея́ль	1259	257	0.40	0.204	0.113	143	115	0.091	41.6
77	Буэй – Сан Мигель	2065	566	0.72	0.274	0.221	456	110	0.053	25.9
79	Хибакоа – Прага	1705	172	0.58	0.10	0.012	20	152	0.089	40.9
80	Гуа – Буойна Виста	1640	362	0.63	0.22	0.13	213	149	0.091	42.1
81	Восонао – Трукуку	1442	394	0.52	0.273	0.209	301	93	0.064	29.4
83	Гуантанамо – Санта София II	1380	223	0.32	0.162	0.09	124	99	0.072	32.8
85	Хайбо – Мариональ	1437	432	0.54	0.30	0.204	294	139	0.097	44.2
87	Бано – Санта Роса	1390	364	0.64	0.133	0.133	185	179	0.129	57.3
88	Ятерас – Паленкито	1380	135	0.36	0.098	0.01	14	121	0.088	40.1
89	Ятерас – Яригуана	1315	145	0.33	0.11	0.024	31	113	0.086	39.8
	Среднее	1590	369	0.56	0.227	0.122	196	173	0.115	–

Значение R_T, т.е. впитывание в процессе водообразования, без поверхностного задержания, соответствует значению b_4, но при геоморфологическом факторе Ф, стремящемся к нулю. Для определения R_T построен график зависимости $b_4 = f(\Phi)$ (рис. 2).

Геоморфологический фактор $\Phi = \frac{l}{\sqrt{I_{вод}}}$, представляющий собой отношение длины склона к корню квадратному из уклона водосбора, введен в гидрологию А.Н. Бефани [3]. Он характеризует степень расчлененности рельефа водосбора. Увеличение Ф указывает на более пологий рельеф водосбора, а уменьшение Ф свидетельствует о росте уклонов рек и самого водосбора.

Таким образом, при Ф близком к нулю, водосбор имеет практически вертикальные склоны, и поверхностное задержание на склонах водосбора в этом случае можно принять равным нулю. Это дает основание вычесть из значения b_4 величину поверхностного задержания R_0 и получить R_T как непосредственное впитывание в процессе водообразования. Тогда слой впитывания после конца стока R_0 можно определить по разности:

$$R_0 = b_4 - R_T - R_\tau, \qquad (6)$$

при этом R_T определяется как $b_4 \frac{1-k_4}{k_4} = R_\tau$.

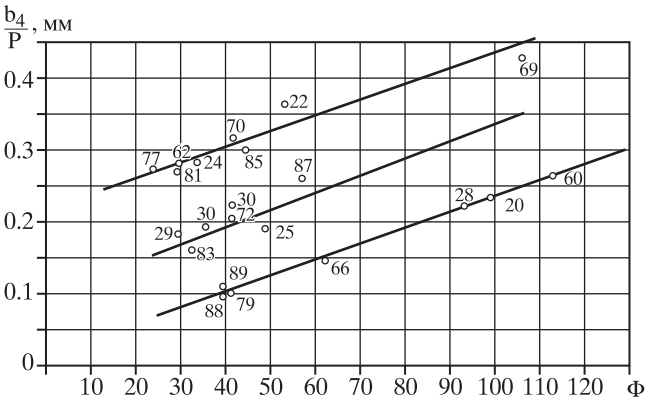

Рис. 2. Зависимость относительной доли потерь $\frac{b_4}{P}$ от геоморфологического фактора Ф

Таблица 3. Сведения о величинах инфильтрации и грунтового питания рек Кубы

Номера постов	Река – пункт	Площадь водосбора, F (км^2)	Слой стока, h (мм)	Слой осадков, P (мм)	$Y_{гр}$, мм	U_{n+1}, мм	$U=U_{n+1}+Y_{гр}$, мм	$\frac{b_4}{P}$	$\frac{U}{p}$	$\frac{U_n+1}{P}$	$\frac{B_{4\,min}}{P}$
20	Чапарра – эль Робле	395	188	1063	37	270	307	0.234	0.29	0.25	0.019
22	Хибара – эль Хобо I	80.0	292	1127	33	179	212	0.364	0.19	0.16	0.248
24	Майяри – ла Эмахагуа	1060	372	1458	91	317	408	0.284	0.28	0.22	0.21
25	Сагуа де Танамо – эль Инфиерно	325	602	1766	124	534	658	0.193	0.37	0.30	0.086
28	Тоа – эль Торро II	326	700	1688	169	394	563	0.225	0.33	0.23	0.015
29	Тоа – эль Агуакате	753	1522	2439	421	357	778	0.186	0.32	0.15	0.122
30	Хагуани – А. Прието	182	1924	2758	631	238	869	0.194	0.32	0.086	0.116
60	Севийя – ла Форталеса	565	256	1372	30	313	343	0.267	0.25	0.23	0.021
62	Кауто – лас Колорадос	64.7	476	1650	99	359	458	0.281	0.28	0.22	0.215
66	Камасан – Лимонсито	54.0	187	1208	36	436	472	0.143	0.39	0.36	0.008
69	Каутийо – ла Фуенте	92.0	553	1553	134	148	282	0.431	0.18	0.095	0.192
70	Баямо – ла Бирхен	143	816	1900	248	287	535	0.316	0.28	0.15	0.225
72	Яреяль – Яреяль	22.5	247	1259	48	370	418	0.204	0.33	0.29	0.113
77	Буэй – Сан Мигель	73.0	917	2065	117	357	591	0.274	0.29	0.17	0.221
79	Хибакоа – Прага	42.0	826	1705	240	598	838	0.10	0.49	0.35	0.012
80	Гуа – Буойна Виста	56.0	675	1640	168	396	564	0.22	0.34	0.24	0.13
81	Восонао – Трукуку	167	356	1442	54	329	383	0.273	0.26	0.23	0.209
83	Гуантанамо – Санта София II	506	219	1380	50	465	515	0.162	0.37	0.34	0.09
85	Хайбо – Мариональ	163	350	1437	90	298	388	0.30	0.27	0.21	0.204
87	Бано – Санта Роса	126	526	1390	114	296	410	0.262	0.29	0.21	0.133
88	Ятерас – Паленкито	144	367	1380	119	652	806	0.098	0.58	0.47	0.01
89	Ятерас – Яригуана	478	289	1315	141	587	728	0.11	0.55	0.45	0.024

Приведенное выше является составной частью линейно-корреляционной модели при оценке слоя впитывания. Коротко рассмотрим содержание модели, посвященное инфильтрации. Из-за экономической неэффективности и больших затрат времени при проведении режимных наблюдений слой инфильтрации оценивают только в экспериментальных речных бассейнах. Других способов оценки величины инфильтрации не существует.

Величина интегрального инфильтрационного притока в горизонты, лежащие глубже дна реки U_{n+1}, согласно линейно-корреляционной модели (табл. 3), получена нами [7] как ($U - Y_{гр}$), где

$$U = \frac{Y_4(1-k_4)}{k_4}. \qquad (7)$$

Необходимо отметить, что математическое выражение для инфильтрации $U = \frac{Y_4(1-k_4)}{k_4}$, полученное по линейно-корреляционной модели, включает в себя параметры этой модели. Имеется в виду Y_4 – слой речного стока и k_4 – коэффициент регрессии корреляционной связи речного стока с атмосферными осадками, выпадающими на водосбор. Вычисленные значения слоя инфильтрации для водосборов рек Восточной Кубы приведены в табл. 3.

Грунтовая составляющая полного $Y_{гр}$ речного стока определена по расчленению гидрографов методом срезки А.Н. Бефани [4]. В трудных случаях выделения подземной составляющей речного стока или при пропусках в наблюдениях использована эмпирическая зависимость. Она получена автором статьи для рек Восточной Кубы в зависимости от характерных расходов воды. Формула имеет вид:

$$Q_{подз} = \frac{Q_{I} + Q_{II-V} + Q_{VIII}}{3} \qquad (8)$$

где Q_{I}, Q_{II-V}, Q_{VIII} – соответственно, минимальные среднесуточные расходы воды за январь, период февраль–май, август.

В работе [5] уделено большое внимание влажности почв. Показано, что почвенная влага, хотя и не представлена в уравнении водного баланса, но косвенно является регулятором всего баланса в целом. Коль скоро теоретически предопределена связь впитывающей способности почв и инфильтрации, рассмотрим графики зависимости слоя инфильтрации U от слоя впитывания b_{min}. Учитывая, что и на слой инфильтрации U и на слой впитывания b_{min} оказывают влияние атмосферные осадки P, но в разной степени, необходимо исключить это влияние, разделив исследуемые значения на P.

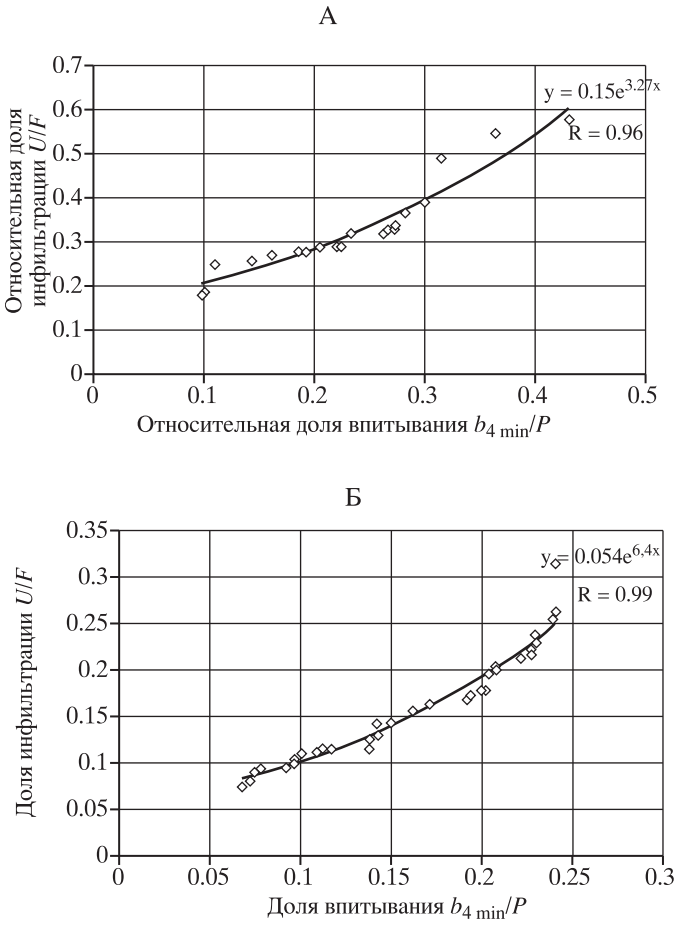

Рис. 3. Зависимость равнообеспеченных величин относительной доли инфильтрации от относительной доли впитывания для водосборов рек Восточной Кубы (А) и Северо-Запада России (Б)

Построение графика выполним для равнообеспеченных значений исследуемых величин. Этот подход был разработан Г.А. Алексеевым [1] и, к сожалению, не нашел широкого применения. По его мнению, в методе равнообеспеченных значений определение параметров искомой линии связи выполняется из условия ее наилучшего приближения к наблюденным точкам, как по ординате, так и по абсциссе.

В методе наименьших квадратов параметры искомой линии связи определяются из условия минимума среднего значения квадратов отклонений линии связи от наблюденных точек только по ординате или только по абсциссе. График $\frac{U}{P} = f\left(\frac{b_{4min}}{P}\right)$ для равнообеспеченных величин приведен на рис. 3А.

При стремлении значения $\frac{b_{4\min}}{P}$ к нулю, согласно уравнению регрессии, значение $\frac{U}{P}$ будет стремиться к величине 0.15, что представляет сравнительно большой слой инфильтрации. Вероятно, данная величина обозначает, что при отсутствии атмосферных осадков и, соответственно, впитывания, существует слой инфильтрации. Этот существующий слой инфильтрации, может, как представляется, образовываться только за счет притока подземным путем в исследуемый водосбор. В свою очередь, приток подземным путем может быть вызван переливом воды из бассейна в бассейн.

Если принять во внимание это предположение, то можно отметить, что на таких малых водосборах, к которым относятся реки Восточной Кубы, имеет место сложная гидрогеологическая обстановка. То есть речь идет о несовпадении поверхностных и подземных водосборов.

Рассмотрим аналогичный график равнообеспеченных величин $\frac{U}{P} = f\left(\frac{b_{4\min}}{P}\right)$, но для условий рек северо-запада России. На представленном графике (рис. 3Б) при стремлении $\frac{b_{4\min}}{P}$ к нулю на оси ординат слой инфильтрации приближается к значению 0.054*P*. Это значение может быть обязано своим происхождением как точности аппроксимации зависимости, так и причине, отмеченной выше. Т.е. вполне возможно существование водообмена между бассейнами при относительно малых площадях водосборов. Но на реках северо-запада России этот процесс проявляется меньше, чем на Кубе (значение 0.054*P* меньше по абсолютной величине, чем 0.15*P*), что объясняется, вероятно, на порядок большими площадями водосборов. При больших площадях водосборов различия между поверхностным и подземным водосборами выравниваются. Кроме того, могут иметь значение различия в гидрогеологической характеристике территории.

Коротко рассмотрим пределы изменения инфильтрации по территории Восточной Кубы. По данным табл. 3 наибольшими значениями слоя инфильтрации характеризуются реки Сагуа де Танамо – эль Инфиерно (534 мм), Хибакоа – Прага (598 мм), Ятерас – Паленкито (652 мм), Ятерас – Яригуана (587 мм).

Минимальные значения слоя инфильтрации приурочены к водосборам рек Хибара – эль Хобо I (179 мм), Каутийо – ла Фуенте (148 мм). Экстремальные значения инфильтрации не имеют закономерности в пространственном распределении из-за пестроты распределения почвенных разностей. Соответственно также распределяются водно-физические свойства почв, определяющие процесс инфильтрации. Наибольшие значения слоя инфильтрации соответствуют водосборам рек, входящих в одну и ту же группу по впитывающей способности.

Количественно слой инфильтрации с величиной более 0.25*P* имеет место на водосборах рек, расположенных в разных частях территории Восточной Кубы. Так на р. Чапарра – эль Робле слой инфильтрации составляет 0.25*P*, на р. Сагуа де Танамо – эль Инфиерно – 0.30*P*, р. Хибакоа – Прага – 0.35*P*. И самые большие значения слоя инфильтрации относятся к р. Ятерас, имеющей два поста – 0.47*P* и 0.45*P*.

Результаты исследования и обсуждение. В табл. 2 приведены результаты оценки величин впитывания R_T и поверхностного задержания на склонах водосбора R_0. Значение R_T, т.е. впитывание в процессе водообразования, без поверхностного задержания, соответствует значению b_4, но при геоморфологическом факторе Ф, стремящемся к нулю.

Обратимся к зависимости $b4 = f(\Phi)$ на рис. 2. Учитывая зависимость обобщенного слоя впитывания b_4 от величины осадков *P*, исключим из b_4 влияние *P* и выявим вид зависимости полученной величины потерь $\frac{b_4}{P}$ от геоморфологического фактора Ф. На графике прослеживается три группы точек, имеющих один и тот же наклон к оси абсцисс. Не анализируя каждую из них детально, заметим лишь, что зависимость $b_4 = f(\Phi)$ характеризуется значительной редукцией и говорит о существенном влиянии рельефа. Как уже отмечалось, значения $\frac{b_4}{P}$ при Ф, стремящемуся к нулю, характеризуют для данного типа почв впитывающую способность, не искаженную влиянием поверхностного задержания.

Анализ зависимости на рис. 2, выполнен с помощью почвенной карты Кубы [9]. На графике зависимости $b_4 = f(\Phi)$ удалось проследить некоторые общие характерные водно-физические свойства почв. Они в значительной мере зависят от почвенно-грунтовых условий, причем заметное влияние оказывает порозность верхних горизон-

тов почв, которая, в свою очередь, определяется гранулометрическим составом, структурой почв, наличием крупнозернистого песка и щебня.

Кроме отмеченных особенностей графика $b_4 = f(\Phi)$, необходимо также обратить внимание на одинаковый наклон трех прямых. Это говорит о том, что редукция слоя впитывания после конца стока за счет объемов воды, оставшейся в замкнутых понижениях, не зависит от типа почв. То есть потери стока на впитывание при поверхностном задержании на водосборе не зависят от категории водно-физических свойств почвогрунтов.

В первой группе бассейнов, где отмечается низкая впитываемость, распространены преимущественно тяжелосуглинистые гумус-карбонатные и коричневые почвы, сформированные на продуктах выветривания известняков. Эти почвы, как правило, хорошо структурированы и должны обладать значительной водопроницаемостью. Однако высокое содержание монтмориллонита в минералогическом составе этих почв [8] обусловливает их быстрое набухание при увлажнении, что резко снижает впитывание.

При расчлененном рельефе почвы, как правило, эродированы. В пахотном слое гумус-карбонатных почв и, особенно, рендзин отмечается высокое содержание обломков горной породы, что определяет их высокую порозность и, как следствие, повышенное впитывание. Это характерно для второй группы бассейнов, на которых впитывание достигает 120–320 мм.

В третьей группе бассейнов преобладают красновато-коричневые бескарбонатные почвы, сформированные на серпентинитах. Содержание щебня в пахотном слое здесь достигает 22–24% от веса мелкозема, а в сильно смытых разновидностях – еще больше их значений, что определяет высокую порозность этих почв. Выпавшие осадки быстро поглощаются почвой. Величина впитывания составляет 200–450 мм.

Обратимся к значению слоя поверхностного задержания W, вызванного суммарным действием дождя до начала водообразования и стока после конца спада. Заметим, что $W = R_0$. График зависимости $\frac{W}{P} = f(\Phi)$ имеет прямолинейный вид с очень тесной корреляционной связью (рис. 4А). На первый взгляд, не проявляющаяся тенденция к стабилизации W несколько необычна. Ведь поверхностное задержание не может быть бесконечным.

Это кажущееся впечатление о бесконечно возрастающей емкости поверхностного задержания

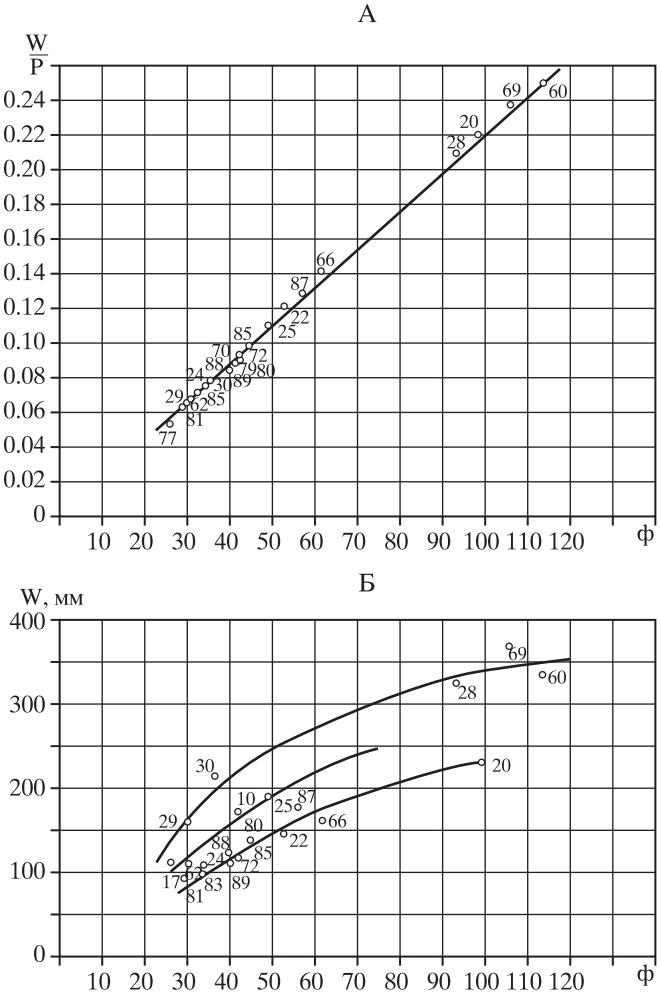

Рис. 4. Зависимость относительной доли поверхностного задержания $\frac{W}{P}$ (А) и абсолютной величины слоя поверхностного задержания W (Б) от геоморфологического фактора Ф

исчезает, как только перейти от относительных величин $\frac{W}{P}$ к абс. значениям $W = f(P)$ (рис. 4Б). Здесь уже связь криволинейная, имеющая тенденцию к разделению на горные водосборы с рыхлой горной породой и равнинные с уплотненными грунтами.

Анализируя табл. 2, можно увидеть, что b_4 изменяется довольно существенно – от 135 до 669 мм, что составляет 10–43% от атмосферных осадков.

Наибольшие значения $\frac{b_4}{P}$ характерны для рек Каутильо, Хибара, Баямо, Хайбо, на которых указанное соотношение достигает 0.3–0.43. При этом непосредственно на впитывание в среднем затрачивается 369 мм атмосферных осадков,

или 24%, в т.ч. на поверхностное задержание – 173 мм.

Если обратиться к средним значениям параметров водного баланса, помещенным в табл. 2, то можно представить численные значения элементов суммарного впитывания:

R_T – суммарное впитывание за период водообразования, приравнивается к значению $b_{4\min}$ и равно (в среднем по региону Восточной Кубы) 193 мм, что составляет 12% от атмосферных осадков;

R_r – слой впитывания за период спада стока после конца водообразования, равен $R_\tau = b_4 \dfrac{1-k_4}{k_4} = 373\,\dfrac{1-0.56}{0.56} =$ 290 мм, что составляет 19% от атмосферных осадков;

R_0 – слой впитывания после конца стока за счет объемов воды, оставшейся в понижениях. Это равносильно $R_0 = W$ и численно равно $R_0 = W = b_4 - b_{4\min} = 373 - 193 = 180$ мм, что составляет 12% от атмосферных осадков.

При этом общее впитывание $b_4 = 373$ мм совместно с R_τ =290 мм составляет величину суммарного испарения $E = 663$ мм. Таким образом, выявляется состав характеристик впитывания до начала, в процессе стока и после его окончания, а также слоя инфильтрации.

Своеобразие процессов впитывания и инфильтрации на Кубе во многом объясняется наличием карста. Здесь представлены почти все типы карстовых форм: голый карст, формирующийся под действием атмосферных процессов на поверхности суши; прибрежный карст, образованный в условиях приливов и отливов; покрытый карст, подразделяющийся на подземный, задернованный и погребенный карст.

В Восточной Кубе исследование закарстованности гораздо сложнее по причине покрытости карста. Однако, кроме покрытого карста, здесь можно встретить примеры исчезающих рек. Так, в провинции Ольгин ручьи ла Мина, ла Куаба и Камасан перехватываются подземным путем главной рекой страны – Кауто. Кроме этого, существуют исчезающие реки в верхнем и среднем течении, которые появляются затем в нижнем течении. Это реки в провинциях Ольгин – Фарайонес-Моа и Хагуани и Гуантанамо – реки Гуасо и Кузко.

Нам известно только одно исследование по оценке степени влияния закарстованности на сток рек Кубы, в т.ч. и Восточной Кубы, – работа Х.Л. Батисты [2] по географическому обобщению влияния карста на сток рек. По его данным около

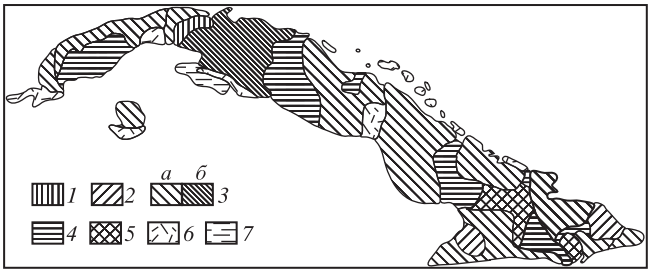

Рис. 5. Схематическое изображение Х.Л. Батистой [1] степени влияния закарстованности на режим стока рек Кубы. *Положительное влияние карста: 1* – существенное, *2* – несущественное; *3* – влияние карста (*а* – отсутствует, *б* – предположительно отсутствует); *отрицательное влияние карста: 4* – несущественное, *5* – существенное; *территории: 6* – полупокрытого и непокрытого карста (поверхностный сток отсутствует), *7* – заболоченные.

70% территории страны сложены карбонатными породами, которые в различной степени охвачены карстовыми процессами. Причем отмечается, что, несмотря на большую занятость территории известняками, преобладающую часть закарстованных территорий занимает покрытый карст. Для своих исследований Х.Л. Батиста [2] использовал подход Г.Н. Гигинейшвили [6], по предложению которого отношение $\dfrac{\sigma_\text{ф}}{\sigma_\text{э}}$ отражает степень влияния карста на режим стока. Здесь $\sigma_\text{ф}$ – среднеквадратическое отклонение среднемесячных расходов от среднегодовых расходов воды:

$$\sigma_\text{ф} = \frac{\sigma_Q \cdot 100}{\bar{Q}} = \frac{100}{\bar{Q}} \sqrt{\frac{\Sigma(\bar{Q} - Q_i)^2}{12}}, \qquad (9)$$

где Q_i – среднемесячный, $\bar{Q}$ – среднегодовой расход воды, $\sigma_\text{э}$ – среднеквадратическое отклонение для реки-эталона.

Используя $\dfrac{\sigma_\text{ф}}{\sigma_\text{э}}$, Х.Л. Батиста выделил на территории страны пять типов рек по степени зарегулированности и влияния карста на сток (рис. 5). Как следует из районирования территории Восточной Кубы, однозначного влияния карста на режим стока нет. Здесь имеет место как увеличение, так и уменьшение стока. В отсутствии материалов наблюдений и обобщений по влиянию закарстованности на сток рек Восточной Кубы нами предложен подход, в котором предпринята попытка выделения карстовых областей с помощью морфометрических характеристик водосбора $F_{1\text{кр}}$ и $I_\text{реки}$, а также подземного стока $Y_\text{гр}$. Здесь $F_{1\text{кр}}$ – площадь водосбора от истока рек, $I_\text{реки}$ – уклон реки, $Y_\text{гр}$ – подземная составляющая

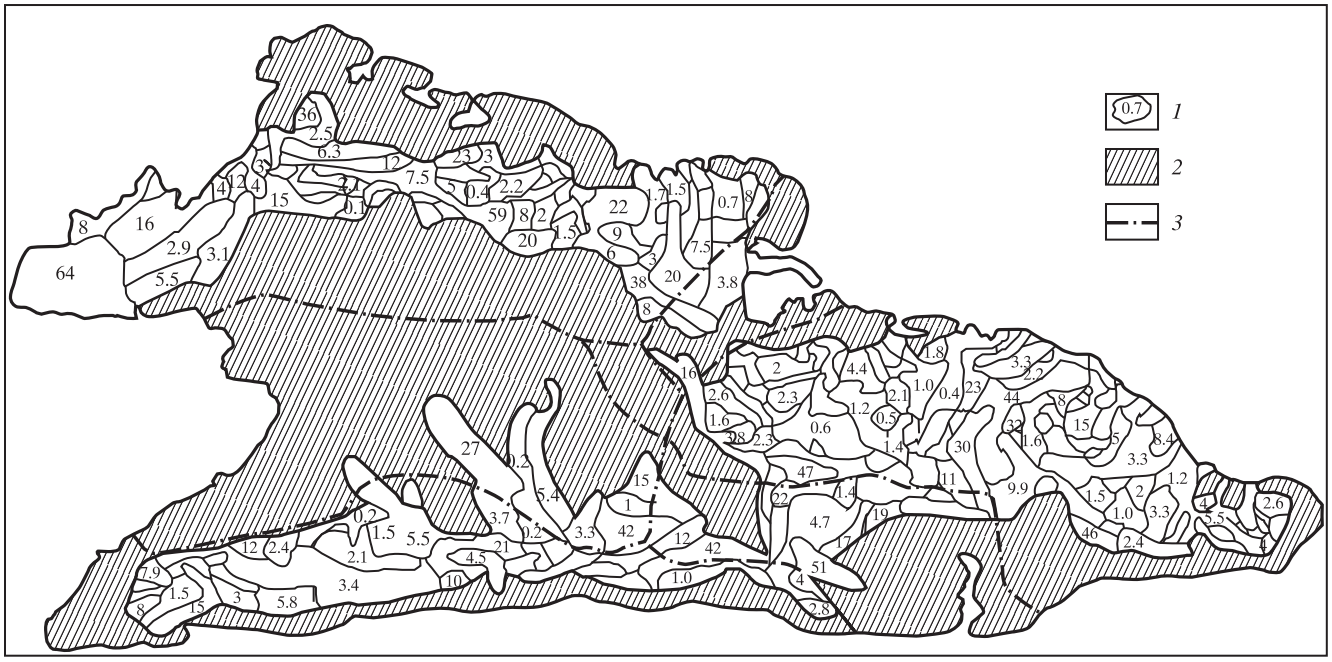

Рис. 6. Картограмма первой критической площади
1 – значения $F_{1кр}$; 2 – зона, где отсутствуют видимые истоки рек (зона II); 3 – границы структурных геологических образований.

полного речного стока в створе, в котором определяется влияние карста.

Площадь водосбора от истока рек $F_{1кр}$ или, в интерпретации А.Н. Бефани [2], первая критическая площадь представляется картограммой. Для создания картограммы $F_{1кр}$ была подсчитана площадь водосбора от истока всех рек исследуемой территории. С различием примерно в 20% эти площади объединяются в зоны одинаковых $F_{1кр}$. Такая картограмма для территории восточной Кубы представлена на рис. 6.

Уклон реки $I_{реки}$ предполагается определять от истока до створа, в котором определяется влияние карста.

Подземная составляющая полного речного стока $Y_{го}$ определена в работе [4] и представлена в табл. 3.

Начальное грунтовое питание рек, выраженное через $F_{1кр}$, изменяется по длине реки пропорционально изменяющейся площади водосбора. Как известно, продольный профиль реки формируется под действием текущего потока и выражен определенной формой русла по длине. Нарушение объема текущей воды не способствует изменению продольного профиля и, соответственно, увеличению уклону реки. На этом рассуждении основано построение графика корреляционной зависимости $F_{кр} = f(I_{реки})$, приведенного на рис. 7А.

Последующие рассуждения также основаны на нарастании величины подземного питания рек с увеличением площади водосбора. По крайней мере, имеется в виду нарастание стока до второй критической площади [4] $F_{2кр}$, когда зависимость подземного питания реки уже не зависит, или слабо зависит от нарастания площади водосбора. В этом случае нарушение (уменьшение или увеличение) величины подземного питания не будут соответствовать зональному, и его значение будет выпадать из общего графика. Эта зависимость $F_{1кр} = f(Y_{гр})$ приведена на рис. 7Б.

График на рис. 7А отображает тенденцию образования рек при соответстви $F_{1кр}$ и уклону реки $I_{реки}$. Согласно форме кривой связи этих параметров при большом уклоне реки требуется небольшая площадь водосбора. На графике в качестве примера нанесены пять точек: две занимают место вне поля основных точек, а три – попадают в него. Две “выпадающие” точки не соответствуют общей тенденции изменения $F_{1кр}$ и $I_{реки}$. При таких относительно больших уклонах рек требуется небольшая площадь водосбора. Рассматриваемые точки располагаются в поле координат как с относительно большими, как $F_{1кр}$, так и $I_{реки}$. Хотя, если исходить из тенденции графика зависимости $F_{1кр} = f(I_{реки})$, большим значениям $F_{1кр}$ соответствуют малые значения $I_{реки}$. И, наоборот, малым значениям $I_{реки}$ соответствуют большие значения $F_{1кр}$. Положение двух “отскакивающих” точек на

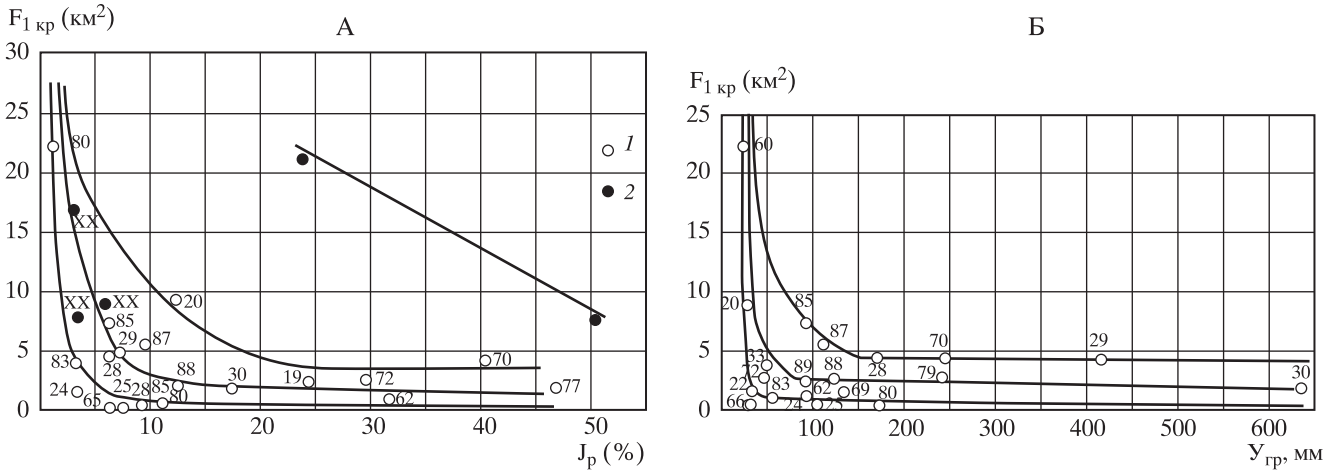

Рис. 7. График зависимости первой критической площади $F_{1кр}$ от уклона реки в створе оценки влияния карста $I_{реки}$ (А) и от подземной составляющей полного речного стока (Б).

графике зависимости $F_{1кр} = f(I_{реки})$ свидетельствует о том, что эти реки, которым соответствуют эти две точки, возможно, испытывают влияние карста.

На картограмме $F_{1кр}$ достаточно большие участки Востока Кубы не имеют этой величины. Отсутствие видимых истоков рек связано либо с недостаточными уклонами местности, либо с недостаточным подземным питанием. В свою очередь и уклоны местности, и величина подземного питания зависят от ряда факторов, в т.ч. и от наличия карста. Поэтому нельзя исключать возможного влияния карста на процесс образования рек.

Таким образом, при несоответствии величины подземного питания рек $Y_{гр}$ величине $F_{1кр}$ на графике выявляются водосборы, у которых это несоответствие связано с влиянием карста.

Заключение. Выполненные оценки элементов суммарного впитывания воды в почву и инфильтрации в подземные воды для условий Восточной Кубы позволили получить представление об их количественных значениях. При сравнении слоя суммарного впитывания со слоем атмосферных осадков установлено, что слой впитывания составляет около четверти атмосферных осадков. Максимальные значения впитывания могут достигать величин в несколько раз превышающих средние значения.

Слой инфильтрации на водосборах рек Восточной Кубы может изменяться от 0.1*P* до 0.47*P*. Влияния карста на сток на исследуемых реках не обнаружено. Вполне возможно, что покрытость карста проявляется на впитывании как при его отсутствии. Ниже слоя впитывания как раз и появляются карстовые образования и их влияние на сток. Возможно, такая последовательность не характерна для всех рек. По крайней мере, инфильтрация со значениями 0.47*P* при среднем для территории 0.25*P* может указывать на наличие карста ниже слоя впитывания.

В работе показано, что слой поверхностного задержания на водосборе не зависит от типа почв и имеет примерно одинаковую степень редукции.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеев Г.А.* Динамика инфильтрации дождевой воды в почву // Тр. ГГИ. 1948. Вып. 6 (60). С. 43–72.
2. *Батиста Х.Л.* Ресурсы пресных вод Кубы, их формирование, региональные закономерности, хозяйственное использование и охрана. Дис. ... канд. геогр. наук. М.: ИГ РАН, 1987. 188 с.
3. *Будаговский А.И.* Впитывание талых вод в почву // Формирование ресурсов вод суши. М.: Наука, 1972. С. 54–85.
4. *Бефани А.Н.* Основы теории ливневого стока // Тр. Одесского гидрометеорологического ин-та. Л.: Гидрометеоиздат,1958. 310 с.
5. *Бефани А.Н.* Вопросы региональной гидрологии. Паводочный сток: Уч. пособие. Киев: УМК ВО, 1989. 132 с.
6. *Гигинейшвили Г.Н.* Карстовые воды Большого Кавказа и основные проблемы гидрологии карста. Тбилиси: Мецниереба, 1979. 224 с.
7. *Иофин З.К.* Новый подход к определению составляющих водного баланса // Тр. VI Всесоюз. гидрологич. съезда. Секция 3. Часть I. Л.: Гидрометеоиздат, 2008. С. 62–67.

8. *Иофин З.К., Лихачева О.И., Одинцов О.В. и др.* Аналитическое определение шести трудноопределяемых воднобалансовых параметров // Заключительный отчет по гос. контракту № П 538 (шифр НП-120П) от 05 августа 2009 г. по направлению "География и гидрология суши" в рамках мероприятия 1.2.2 "Проведение научных исследований научными группами под руководством кандидатов наук" федеральной целевой программы "Научные и научно-педагогические кадры инновационной России на 2009–2013 гг.". Вологда. 2011. 82 с.

Conditions of Water Absorption into Soil and Its Infiltration into Ground Waters at River Basins of Eastern Cuba

Z.K. Iofin

Vologda State Technical University, Vologda, Russia; pirit35@yandex.ru

The rivers of Eastern Cuba are characterized by small size, different orography, and moistening. Theoretical aspects of the conditions of absorption formation, values of absorption and infiltration up to the level of the ground water in the river basins of Eastern Cuba are analyzed with the use of the genetic runoff theory and the linear-correlation model. The dependence of the absorption layer from the geomorphological factor makes it possible to distinguish the layer of surface detention from the general absorption layer before the beginning of water formation (the formation of gravitational water) and during the runoff. The dependence of the infiltration layer from the absorption layer turns out to be rather reliable. However, there is some value on the axis of the infiltration layer which characterizes the presence of the hidden infiltration layer when there is no absorption. It is supposed that in this case the surface and underground catchments are distinguished and there is water exchange between separate subterranean flows.

***Keywords*:** absorption, infiltration, process of water formation, geomorphological factor, the loss of precipitation on the absorption, types of slope runoff, karst, rivers of Eastern Cuba.