

ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE DATOS HIDROMETEOROLÓGICOS EN ESTUDIOS
DE EROSIÓN ACELERADA. UN ESTUDIO DE CASO EN LA CUENCA
DEL RÍO TLALPUJAHUA, MÉXICO

Gerardo Bocco*

RESUMEN

En este trabajo se propone una serie de tratamientos estadísticos de datos hidrometeorológicos para evaluar la influencia de la relación precipitación/escurrimiento en el desarrollo de acarcamientos inducidos por la actividad humana. Los resultados permiten formular dos modelos lógicos de ocurrencia de erosión. En los terrenos metamórficos: menos humedad antecedente requerida para iniciar escurrimiento → respuesta hidrológica rápida → flujos erosivos superficiales → erosión concentrada. En los terrenos volcánicos: mayor humedad antecedente requerida → respuesta hidrológica demorada → flujos subsuperficiales → asentamientos de los suelos → erosión concentrada en zonas perturbadas.

SUMMARY

The statistical analysis of hydrometeorological data is proposed in order to assess the influence of the relationship precipitation/runoff in the development of man-induced gullies. The results allow two logical models of erosion development. In the metamorphics: less antecedent moisture required for runoff to start → quick hydrologic response → superficial flows → gullies. In the volcanics: more antecedent moisture → delayed hydrologic response → soil slumping → gullying in disturbed areas.

1. INTRODUCCIÓN

La erosión hídrica acelerada (o antrópica, o de suelos) es una función de la erosividad de la precipitación y de la erodabilidad de los suelos (Hudson, 1971). El análisis de la precipitación y de una de sus consecuencias en el paisaje, el escurrimiento, es de capital importancia en estudios de erosión acelerada.

En este trabajo se propone una serie de tratamientos estadísticos de datos meteorológicos (precipitación) e hidrológicos (escurrimiento) para evaluar su influencia en procesos erosivos acelerados (acarcamientos inducidos por la actividad antrópica). Los objetivos y enfoques específicos se indican en cada renglón. Se utilizaron los programas RNKPLT (Donker, 1982), WTRBLN (Donker, 1987) y los paquetes estadísticos estándar de Hewlett Packard para microcomputador.

La cuenca del río Tlalpujahuá (ver fig. 1) se seleccionó como estudio de caso, debido a la variabilidad litológica, la existencia de zonas con intenso acarcamiento, su localización en el Sistema Volcánico Transversal (donde se asientan la

* Becario. Instituto de Geografía, UNAM.

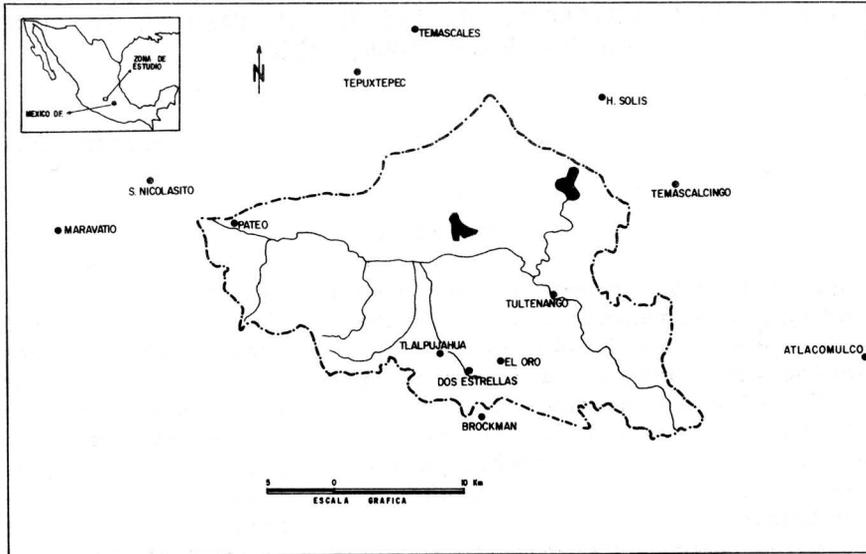


Fig. 1 Mapa de localización

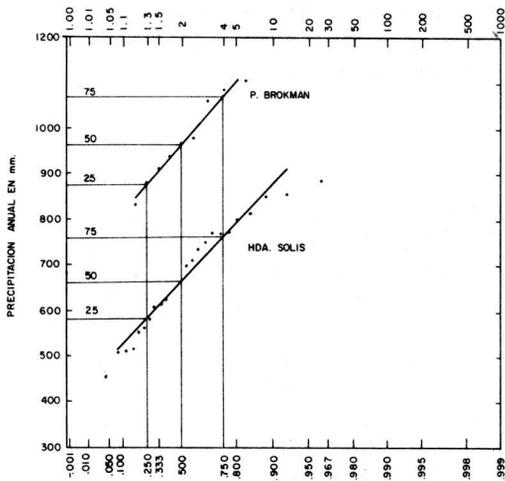


Fig.2 Probabilidad de la precipitación

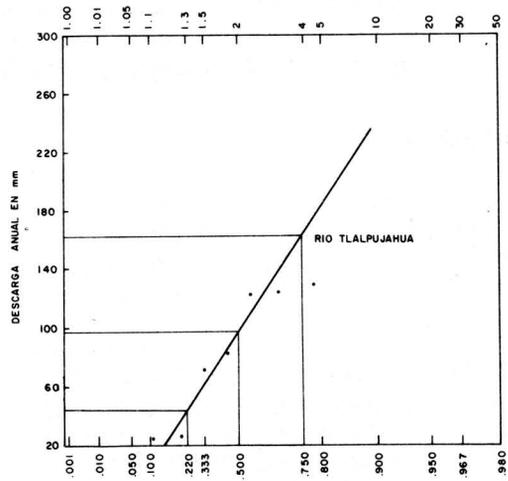


Fig.3 Probabilidad del escurrimiento

ESTACION	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Años Obs.	Prom. mm	Mediana mm	75% mm	25% mm	75-25 mm	D.Est. mm	Var. %	p2/P Indice	Alt. msnm	
1. Maravatío	32	977.7	920	1015	750	265.4	27	69.2	2080	
2. Brokman	11	970.8	950	1060	865	122.5	13	65.6	2930	
3. Dos Estrellas	15	928.9	940	1070	800	171.9	19	59.5	2800	
4. Tlalpujahua	17	911.7	920	1030	800	149.2	16	67.3	2592	
5. El Oro	12	904.1	880	1030	760	188.9	21	61.9	2750	
6. Tultenango	23	869.2	870	1025	720	210.2	24	69.6	2520	
7. Tepuxtepec	56	839.7	840	985	715	185.6	22	70.5	2330	
8. San Nicolasito	16	818.6	820	965	680	178.1	22	59.7	2000	
9. Temascalcingo	21	805.9	790	910	680	167.4	21	62.9	2450	
10. Temascaltes	37	789.6	790	920	670	174.7	22	60.0	2470	
11. Atlacomulco	38	785.5	790	890	690	132.6	17	58.7	2526	
12. Hac. Solís.	25	678.6	660	760	590	118.8	18	57.1	2400	
Promedio		856.5	848	972	727	172.2	20	63.7		
Desv. Estándar		87.4	84	89	73	40.3	4	4.8		
Coficiente variación		10.2	10	9	10	23.4	19	7.5		

Cuadro 1. Resultados de los cálculos estadísticos en datos de precipitación

mayor parte de la población y actividades económicas del país) y la disponibilidad de datos hidrometeorológicos. La cuenca tiene casi 500 km² y es tributaria del río Lerma. El clima es templado subhúmedo (Cw, García, 1981), con lluvias concentradas entre mayo y octubre. El elemento distintivo es la presencia de una unidad de laderas denudatorias metamórficas, rodeada de diferentes unidades volcánicas cuaternarias.

2. Análisis estadístico de la precipitación.

El objetivo del análisis es caracterizar la probabilidad, variabilidad, estacionalidad y distribución espacial de la precipitación en función de su impacto en la erosión de suelos en la cuenca. Este tipo de análisis, aunque para otros fines, es sugerido por Dunne y Leopold (1978), y fue aplicado en el sur de España por Neway (1985). Los resultados se presentan en los cuadros 1 y 2.

	PROM.	MED.	75%	25%	75-25	D.EST	VAR	p2/P	ALTIT.
PROM.	1.00								
MED.	0.97	1.00							
75%	0.93	0.97	1.00						
25%	0.91	0.95	0.89	1.00					
75-25	0.38	0.42	0.58	0.15	1.00				
D.EST.	0.45	0.36	0.41	0.07	0.76	1.00			
VAR.	0.35	-0.05	0.04	-0.35	0.71	0.90	1.00		
p2/P	0.58	0.55	0.55	0.44	0.42	0.54	0.32	1.00	
ALTIT.	0.30	0.37	0.36	0.59	-0.28	-0.48	-0.67	-0.09	1.00

Cuadro 2. Matriz de correlación. Datos del cuadro 1. Valor crítico T, a 0.05= +/- 0.574

2.1. Probabilidades.

Los valores anuales de precipitación para la mayoría de las estaciones se grafican como líneas casi rectas en ejes lineal/probabilísticos (se presenta un ejemplo en la fig. 2). Ello indica que se trata de distribuciones normales. Cinco estaciones tienen promedios y medianas iguales o muy cercanas (cuadro 1, columnas 2 y 3), lo que indica el mismo hecho. En otros cuatro casos el promedio es mayor que la mediana, indicando una distribución sesgada positivamente. Esto es coherente con la relación entre promedio total y mediana. En sólo tres casos las medianas son mayores que los promedios, indicando distribuciones sesgadas negativamente.

Lógicamente, la mediana y el promedio presentan una alta correlación ($r=0.97$, cuadro 2). Por tanto, existe un 50% de probabilidad de que la precipitación de cualquier año en todas las estaciones pueda alcanzar su media; de acuerdo con el periodo de retorno correspondiente al 50% de probabilidad (fig. 2), esto ocurrirá, en promedio, una vez cada dos años.

Por otro lado, hay un 75% de probabilidades de que la precipitación sea igual o mayor que 715 mm (promedio anual), en siete estaciones (cuadro 1, columna 5). Esto ocurrirá, en promedio, una vez cada 1.3 años. Asimismo, hay un 75% de probabilidades de que ninguna de las estaciones recibirá menos de 590 mm, en promedio,

con la misma recurrencia de 1.3. Inversamente, hay un 25% de probabilidades de que la precipitación sea igual o mayor que 1 015 mm (promedio anual) en seis estaciones, con un periodo de retorno de cuatro años. Además, existe la misma probabilidad de que ninguna de las estaciones reciba menos de 760 mm (promedio anual) con el mismo periodo de retorno.

En conclusión, el área en estudio recibe una abundante precipitación, indicada por el promedio (\bar{x} 850 mm) y por una elevada probabilidad de recibir más de 715 mm casi cada año. En otras palabras, el potencial erosivo hídrico es alto, dada la concentración de las precipitaciones en sólo 6 meses al año.

2.2 Variabilidad y estacionalidad de la precipitación.

La diferencia entre el 75 y el 25% de probabilidad de la precipitación anual (cuadro 1, columna 6) es una medida de la concentración de la precipitación alrededor de su media. Cuanto menor es la diferencia tanto mejor es la concentración. Los valores se correlacionan aceptablemente bien con aquellos de la desviación estándar (cuadro 1, columna 7) ($r = .76$, cuadro 2), y con aquellos del coeficiente de variabilidad (cuadro 1, columna 8) ($r = .71$, cuadro 2). Los valores relativamente altos de la diferencia 75 menos 25 (promedio 245) indican que en la mayoría de las estaciones la precipitación anual no ocurre frecuentemente en torno a la media. Esto es coherente con los altos valores de desviación estándar y coeficiente de variabilidad. En conclusión, la variabilidad de la precipitación es alta en la zona de estudio. El índice de estacionalidad (índice de Fournier: $p2/P$, donde p = precipitación del mes más húmedo y P = precipitación media anual) (cuadro 1, columna 9) es una medida de la concentración de un periodo lluvioso dentro de un año calendario. Este índice ha sido utilizado para aproximar la intensidad de la lluvia (Bergsma, 1981; Sayago, 1985), una medida de la erosividad de la precipitación (Hudson, 1971; Morgan, 1979). Los valores relativamente altos de este índice (63.7 en promedio) y la relativamente baja dispersión (4.8 de desviación estándar, 7.5% coeficiente de variación) indican que hay una fuerte concentración de la lluvia en el tiempo, pero la variación de los valores del índice entre las estaciones es pequeña. Por tanto, el índice de Fournier no pudo utilizarse en este caso para zonificar la erosividad de la lluvia.

2.3 Análisis espacial de la precipitación.

A priori, se estimó que la precipitación media anual debía correlacionarse positivamente con la altitud de las estaciones, debido al efecto orográfico, y con la estacionalidad, debido a que en un clima de estaciones seca/húmeda contrastadas las mejores concentraciones deberían ocurrir en los lugares más lluviosos. Inversamente, se esperaba que la cantidad de precipitación debería correlacionarse en forma negativa con la variabilidad (como ocurre, por ejemplo, en zonas semiáridas).

Sólo se encontró una correlación significativa entre precipitación media anual y estacionalidad ($r = 0.58$, cuadro 2); esta relación sólo explica el 35% de la variación de la estacionalidad como una función de la media anual ($r^2 = 0.35$). Por lo demás, no se obtuvieron correlaciones significativas entre los parámetros mencionados más arriba (cuadro 2). Este hecho puede explicarse por la gran variabilidad de la precipitación y por la ausencia de diferencias significativas en estacionalidad entre las estaciones. Probablemente por este hecho y por la localización de las estaciones (fig. 1) no pudo realizarse un mapeo razonable de isolíneas para promedios, variabilidad y estacionalidad; en consecuencia, tampoco pudo elaborarse un análisis espacial de la variación de la precipitación.

La ausencia de correlación entre precipitación y altitud impide una predicción de eventos sobre esta base. Sin embargo, cuatro estaciones localizadas entre 2 600 y 2 900 msnm (Brokman, Dos Estrellas, Tlalpujahuá y El Oro), en la unidad metamórfica, reciben, en promedio, 108.3 mm más de precipitación media anual que las restantes ocho estaciones localizadas entre 2 000 y 2 500 msnm, en zonas volcánicas.

2.4 Conclusiones.

Los datos disponibles y los procedimientos efectuados indican que la precipitación es alta (al menos para el centro de México) y muy variable en la zona de estudio.

Los datos de precipitación/altitud en la zona metamórfica, más observaciones de campo (mayo/junio 1986, mayo/agosto 1988) permiten señalar que el aumento de la precipitación con la altitud es una conclusión razonable. A pesar de que la precipitación no puede predecirse con base en esta relación, debido a la ausencia de significatividad estadística, el incremento de precipitaciones en las zonas metamórficas se correlacionan con un incremento de la erosión, en comparación con las zonas volcánicas (Bocco, 1989). La cantidad de precipitación y no sólo su intensidad puede jugar un papel importante en el desarrollo de procesos erosivos acelerados. El resto de los datos tratados no aportan información utilizable para una evaluación de la erosividad de la lluvia, debido a la falta de significatividad espacial.

3. Análisis estadístico del escurrimiento.

Sólo hay disponibles 8 años de datos de escurrimiento de la corriente principal (río Tlalpujahuá, cuadro 3). Los datos originales en m³ fueron recalculados en mm para permitir comparaciones con la precipitación. La localización de la estación de aforos (Pateo) se indica en la fig. 1. Aunque el periodo de mediciones es corto, se intenta explorar las características del escurrimiento (o descarga) mediante la aplicación de técnicas estadísticas estándar. Los objetivos del tratamiento son: 1) analizar las probabilidades de ocurrencia de la descarga; 2) establecer relaciones precipitación/escurrimiento.

AÑOS	1929	1930	1931	1932	1933	1934	1935	1936	PROM.	DEST.	CVAR
PRECIP.	619	696	991	614	681	937	1026	830	799	169	21
DESCARGA	83	25	129	25	71	125	271	123	106	78	74
P/D * 100	13	4	13	4	10	13	26	15	12	7	57

Cuadro 3. Precipitación media, descarga y descarga como un % de la precipitación. Datos en mm.

3.1. Probabilidad de la descarga.

Usando un enfoque similar al utilizado para precipitación, los datos de descarga fueron graficados en ejes lineal/probabilísticos (fig. 3).

Nótese que la mediana (94 mm) es menor que el promedio (106 mm), indicando una distribución ligeramente sesgada positivamente. Sin embargo, la línea recta de

ajuste suaviza esta irregularidad. Una descarga de casi 100 mm puede esperarse una vez cada dos años. Asimismo, existe una probabilidad de 75% de que la descarga de cualquier año sea menor de 164 mm (y, por tanto, hay un 25% de probabilidad de que sea mayor que este valor); esto ocurriría, en promedio, una vez cada cuatro años. Debido al corto lapso de observaciones, la estimación de eventos extraordinarios por extrapolación no es conveniente. Sin embargo, puede indicarse que la descarga anual máxima registrada (271 mm, en 1975) puede ocurrir, en promedio, una vez cada 14 años. Este evento, o uno mayor, pueda ocurrir cualquier año con una probabilidad del 8%.

3.2 Relaciones generales entre precipitación y escurrimiento.

Los datos promedio de precipitación (1929-1936) de cuatro estaciones (Tepuxtepec, 8 años) Tlalpujahuá, 8 años; El Oro, 5 años; Maravatío, 2 años) fueron comparados con los datos de escurrimiento correspondientes al mismo periodo (cuadro 3).

En la fig. 4 los datos de precipitación (1929-1936) se grafican en ejes lineal/probabilísticos. La mediana (780 mm) es menor que el promedio (799 mm), indicando una distribución suavemente sesgada positivamente. Nótese que la pendiente de la recta es igual a la del escurrimiento (fig. 3). El valor de la mediana de la descarga es el 12% de la mediana de la precipitación ($94/78 \times 100 = 12.1\%$), y corresponde al promedio de la descarga como un porcentaje de la precipitación (cuadro 3).

Hay un 75% de probabilidad de que en cada año la precipitación sea menor que 930 mm; esta cantidad de lluvia producirá una descarga de 164 mm o menos (17% de la precipitación), un valor incluido dentro del rango del promedio más o menos una desviación estándar ($D/R \times 100$, cuadro 3). Este evento puede ocurrir una vez cada cuatro años.

En la fig. 5 la precipitación media anual se grafica contra la descarga media anual. El análisis de regresión indica que existe una correlación positiva significativa ($r = .82$), en la que la descarga es explicada en un 67% ($r^2 = .67$) por la precipitación. La ecuación predictiva resultó:

$$\text{Descarga anual (mm)} = -199.5 + 0.383 * \text{precipitación anual (mm)} \quad (\text{Ec.1})$$

La fig. 6 presenta la relación entre la precipitación media mensual y la descarga media mensual (cuadro 4). La correlación es aún más significativa ($r = .95$; $r^2 = .9$). La ecuación resultante es:

$$\text{Descarga mensual (mm)} = -1.938 + 0.1647 * \text{precipitación mensual (mm)} \quad (\text{Ec2})$$

MES	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
PRECIP.	9	13	9	8	37	96	191	189	149	56	18	13
DESCARGA	0.2	0.2	0.0	0.0	0.6	9.8	21.5	34.7	28.7	9.2	1.7	0.2

Cuadro 4. Precipitación y descarga mensual (promedios 1929-1936)

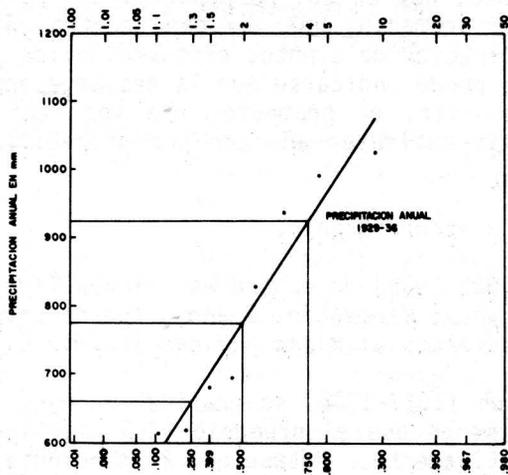


Fig.4 Probabilidad de la precipitación 1929-36

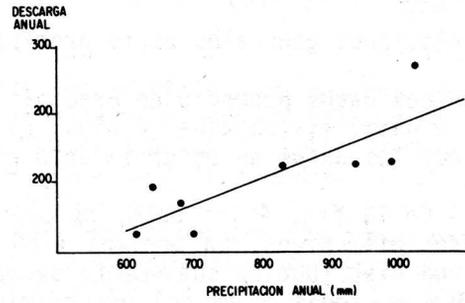


Fig.5 Descarga anual como función de la precipitación

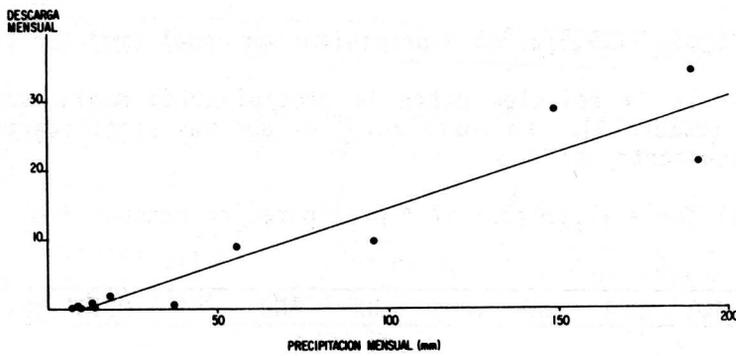


Fig.6 Descarga mensual como función de la precipitación

Por tanto, la predicción del escurrimiento como función de la precipitación puede realizarse, en forma más confiable, mensualmente. Para explorar más en detalle esta relación, se analizaron gráficamente los histogramas de frecuencias correspondientes a las precipitaciones y descargas medias mensuales para el periodo estudiado (1929-1936). Los resultados se presentan en el cuadro 5 (no se presentan, en cambio, los 18 histogramas).

La descarga comienza tres veces en mayo y cuatro veces en junio (cuadro 5, col. 1). La primera descarga es muy variable ($v=99.6$) y sólo representa el 1% del total de la descarga (col. 2). La descarga máxima (col. 5 y 6) ocurre tres veces en julio, dos veces en agosto y tres veces en septiembre. En 7 años, la máxima descarga y la máxima precipitación (col. 3 y 4) ocurren en el mismo mes. Este hecho indica una respuesta hidrológica muy rápida de la cuenca a la precipitación y, probablemente, una rápida evacuación de los sedimentos producto de la erosión. No se cuenta con datos de cargas suspendidas, para evaluar este hecho.

La descarga máxima promedio (col. 6) es muy variable ($v=62.2$) y representa un 24% de la descarga anual. De igual manera, la precipitación del mes con la descarga máxima (col. 7) representa un 25% de la precipitación anual. La última descarga (cols. 8 y 9) ocurre una vez en octubre, cinco veces en noviembre y dos veces en diciembre. Así como en el caso de la primera descarga, la última descarga sólo representa el 1% del escurrimiento total y es muy variable ($v=92.0$). Probablemente ambas contribuyen en una proporción muy pequeña a la evacuación de sedimentos.

La precipitación del primer mes, después de la última descarga (col. 10), representa el 2% de la precipitación anual, pero es muy variable ($v=109.6$). Esta porción de la precipitación no produce escurrimiento y, por tanto, no contribuye a la erosión global.

3.3 Análisis de regresión lineal múltiple entre precipitación y escurrimiento.

Para examinar y predecir las variaciones de la descarga como una función de algunos parámetros seleccionados (de precipitación), se aplicó análisis de regresión lineal múltiple a cuatro meses con descargas significativas (junio, julio, agosto y septiembre).

Después de algunas pruebas, las variables independientes seleccionadas para cada mes resultaron: la precipitación del mes analizado, la precipitación de los dos meses previos y la descarga del mes previo. En el caso de junio, la precipitación, caída antes de mayo (PRANTMAY) también es tomada en cuenta. Los resultados del análisis se sintetizan en el cuadro 6. Las ecuaciones resultantes para cada mes estudiado son:

$$DES(jun) = -2.056 - (0.037 * PRjun) + 0.056 * PRmay + 0.057 * PRANTmay + 19.412 * DESmay \quad (Ec. 3)$$

$$DES(jul) = -4.249 + 0.110 * PRjul - (0.217 * PRjun) + 0.245 * PRmay + 1.565 * DESjun \quad (Ec. 4)$$

$$DES(ago) = -32.314 + 0.261 * PRago + 0.010 * PRjul + 0.114 * PRjun + 0.225 * DESjul \quad (Ec. 5)$$

$$DES(sep) = -21.324 + 0.319 * PRsep - (0.242 * PRago) + 0.113 * PRjul + 0.771 * DESago \quad (Ec. 6)$$

Año	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
1929	Ene	1.4	Jul	214.8	Ago	34.4	165.0	Nov	1.7	3.4	
1930	May	1.0	Jul	206.5	Jul	7.1	206.5	Nov	1.0	1.2	
1931	May	0.4	Ago	289.4	Ago	65.6	289.4	Dic	1.4	0.3	
1932	Jun	0.2	Sep	177.3	Sep	10.9	187.3	Nov	0.6	9.8	
1933	Jun	0.3	Sep	187.0	Sep	38.4	137.0	Nov	0.1	28.6	
1934	Jun	2.1	Sep	264.6	Sep	52.8	264.6	Nov	1.2	47.3	
1935	May	3.1	*	239.4	Jul	78.9	209.5	Oct	3.8	20.8	
1936	Jun	0.1	Jul	250.8	**	22.5	111.0	Dic	0.3	-	

Promedio=		1.1		228.7		40.1	201.3		1.3	15.9	
Desv.Est=		1.1		39.0		24.9	56.2		1.2	17.4	
Coef.var=		96.6		17.0		62.2	27.9		92.0	109.6	

Referencias:											
* Máximas en junio y julio. La cantidad indicada es la mayor.											
** Máximas en julio y octubre. La cantidad es la mayor.											
1.	Primera descarga, mes					7.	Precipitación del último mes con				
2.	Primera descarga, cantidad mm						descarga, mm				
3.	Precipitación máxima, mes					8.	Última descarga, mes				
4.	Precipitación máxima, mm					9.	Última descarga, mm				
5.	Descarga máxima, mes					10.	Precipitación del 1er mes después				
6.	Descarga máxima, mm						última descarga, mm				

Cuadro 5. Parámetros seleccionados de precipitación y descarga

Variable dependiente: DESJUN

Variables independientes: PRJUN, PRMAY, PRANTMAY, DESMAY

MATRIZ DE CORRELACION

	PRMAY	PRANTMAY	DESMAY	DESJUN
PRJUN	0.88	0.12	0.87	0.83
PRMAY		0.36	0.65	0.64
PRANTMAY			0.20	0.28
DESMAY				0.97

R CUADRADO= 0.95

ERROR ESTANDAR DEL ESTIMADO= 7.034

VARIABLE	COEFIC.REGRESION	T
Constante	-2.05613	-0.28
Prjun	-0.03665	-0.16
Prmay	0.05566	0.12
Prantmay	0.05743	0.28
Desmay	19.41246	2.23

Variable dependiente: DESJUL

Variables independientes: DESJUN, PRJUL, PRJUN, PRMAY

MATRIZ DE CORRELACION

	PRJUL	PRJUN	PRMAY	DESJUL
DESJUN	0.21	0.83	0.64	0.93
PRJUL		0.41	0.73	0.42
PRJUN			0.88	0.71
PRMAY				0.65

R CUADRADO= 0.98

ERROR ESTANDAR DEL ESTIMADO= 5.76

VARIABLE	COEFIC.REGRESION	T
Constante	-4.24925	-0.41
Desjun	1.56521	7.52
Prjul	0.10966	1.27
Prjun	-0.21740	-1.84
Prmay	0.24514	0.62

Variable dependiente: DESAGO

Variables independientes: DESJUL, PRAGO, PRJUL, PRJUN

MATRIZ DE CORRELACION

	PRAGO	PRJUL	PRJUN	DESAGO
DESJUL	0.42	0.42	0.71	0.74
PRAGO		0.33	0.29	0.85
PRJUL			0.41	0.46
PRJUN				0.68

R CUADRADO= 0.95

ERROR ESTANDAR DEL ESTIMADO= 8.75

VARIABLE	COEFIC.REGRESION	T
Constante	-32.31425	-2.33
Desjul	0.22484	1.12
Prago	0.26082	4.62
Prjul	0.00952	0.14
Prjun	0.11401	1.87

Variable dependiente: DESEP

Variables independientes: DESAGO, PRSEP, PRAGO, PRJUL

MATRIZ DE CORRELACION

	PRSEP	PRAGO	PRJUL	PRSEP
DESAGO	0.13	0.85	0.45	0.68
PRSEP		0.41	-0.58	0.68
PRAGO			0.33	0.64
PRJUL				-0.05

R CUADRADO= 0.94

ERROR ESTANDAR DEL ESTIMADO= 6.85

VARIABLE	COEFIC.REGRESION	T
Constante	-21.32390	-1.10
Desago	0.77079	3.68
Prsep	0.31863	3.75
Prago	-0.24227	-2.30
Prjul	0.11341	1.32

Cuadro 6. Resultados del análisis de regresión lineal múltiple. Datos en mm

Los valores de T (cuadro 6) miden la significatividad del efecto de las variables independientes sobre la dependiente. Estos valores varían de mes a mes, pero son significativos, en todos los casos, al 0.05.

El estadístico R² cuantifica la explicación de los cambios de la variable dependiente por medio de las variables independientes. Nótese cómo el uso de regresión múltiple permitió una mejor explicación de la variabilidad de la descarga mensual. Por ejemplo, en septiembre hay un incremento de más del 40% ($r=0.68$, $r^2=0.5$, $R^2=0.94$). Asimismo, los valores resultantes se ubican dentro de un aceptable límite de error (8.75 mm «Error Estándar del Estimado» 5.76 mm.

En cuanto a los parámetros seleccionados, la importancia de la precipitación es obvia. El peso de la precipitación de los dos meses precedentes se debe al papel jugado por la humedad antecedente (de los suelos) requerida para que se inicie o incremente el escurrimiento. Puede apreciarse que deben tenerse en cuenta los cambios en humedad de los dos meses precedentes y no sólo del anterior. En el caso de junio (el primer mes con un escurrimiento importante), el agua antecedente está dada por la precipitación caída antes de mayo, durante el año en cuestión. La descarga del mes precedente también es una medida indirecta de la humedad antecedente, porque esta descarga se incrementará si los requerimientos de los suelos están satisfechos.

3.4 Conclusiones.

Las probabilidades y periodos de retorno de la ocurrencia de escurrimiento siguen estrechamente los de la precipitación. Esta relación puede ser establecida directamente mediante el uso de regresión lineal simple (ecuaciones 1 y 2).

La mayor parte de los promedios son muy variables (cuadros 3 y 5). Más conclusiones podrían obtenerse por comparación con otras cuencas, o, bien, si se contara con datos de subcuenca.

El uso de cuatro variables que directa o indirectamente miden las condiciones hidrológicas antecedentes al mes cuyo escurrimiento se analiza, para predecir descarga, indica la importancia del agua requerida para satisfacer los requerimientos de humedad del suelo antes de que inicie el escurrimiento y, por tanto, la erosión (mes de junio), o antes de que se alcance un máximo de escurrimiento y, por ende, un pico de erosividad (julio, agosto, septiembre). Esta situación se explica por la litología de la cuenca: la mayor parte del área (75%) es volcánica, en donde la capacidad de infiltración es relativamente alta.

Este hecho es contradictorio con la ya señalada rápida respuesta de la descarga a la precipitación. Las explicaciones deben ser buscadas en la subcuenca. En toda la cuenca, los datos disponibles no permite una respuesta razonable.

Sin embargo, las observaciones de campo indican una respuesta muy contrastada entre los tributarios que provienen de las unidades metamórficas, en comparación con los provenientes de los terrenos volcánicos. La rápida respuesta es debida, principalmente, al agua procedente de las unidades metamórficas, donde las laderas son más cortas y más inclinadas y los suelos menos permeables que en las volcánicas. El escurrimiento de corrientes de primero y segundo órdenes llega rápidamente a los canales principales (escurrimiento hortoniano → escurrimiento directo). Por otro lado, la demora en el arribo de parte del agua a los canales principales (flujos demorados: escurrimientos subsuperficiales) y las pérdidas por percolación deben adjudicarse a la porción volcánica de la cuenca. Estos contrastes se reflejan en los balances hídricos.

4. Balances hidrológicos por unidad de paisaje.

Otra forma de modelar la relación precipitación/escorrimento es mediante la confección de balances hidrológicos (ver Dunne y Leopold, 1978). Para este fin se utilizó el programa WTRBLN (Donker, 1987), a nivel PC. Los suelos fueron generalizados como arcillosos, de acuerdo con DGG (1979), tanto para las unidades volcánicas como las metamórficas. Los tipos de cobertura del suelo son maíz (agricultura de temporal) o bosque mixto. Los coeficientes modificadores de la evapotranspiración según cobertura (factores Kc) fueron calculados de acuerdo con Doorenbos y Pruitt (1984).

4.1 Balances hidrológicos para las unidades metamórficas.

Dos balances hídricos representan la situación en el metamórfico, para los dos tipos dominantes de uso del suelo (temporal y bosque mixto) (cuadros 7 y 8, figs. 7 y 8).

La disponibilidad de agua en la zona de raíces (150 mm para el primero, 300 mm para el segundo) fue obtenida multiplicando la profundidad estimada de raíces (50 y 120 cm, respectivamente) por la capacidad de disponibilidad de agua (30% en ambos casos, por tratarse de materiales arcillosos, de acuerdo con Dunne y Leopold, 1978).

La zona forestada tiene una evapotranspiración potencial modificada mayor que la zona de agricultura (1 278 mm vs 668 mm), porque los requerimientos de agua son mayores en la primera (los coeficientes Kc son mayores). Por tanto, la evapotranspiración real es también mayor (949 mm, igual a la precipitación, para el bosque, contra 655 mm para la zona de temporal. Los valores de humedad del suelo y las pérdidas de agua potenciales acumuladas también son considerablemente más altas. De acuerdo con el modelo, la capacidad de campo no se alcanza y no hay excedente disponible para el escurrimento (y, por tanto, para erosión) en la zona forestada.

Por otro lado, hay 294 mm de agua, disponible para escurrimento, en la zona de temporal (31% de la precipitación). La capacidad de campo es alcanzada y el escurrimento empieza en el mes de junio, dos meses antes de que ocurra la precipitación máxima. Este hecho apoya la conclusión señalada en el ítem 3.4 (rápida respuesta hidrológica del metamórfico). El déficit de agua que debe ser aportado por la humedad del suelo durante parte de la estación seca es de sólo 13 mm.

4.2 Balance hidrológico para las unidades volcánicas.

La situación en las unidades volcánicas se generaliza en un solo balance hídrico (cuadro 9, fig. 9). Debido a la ausencia de otros datos de evapotranspiración este balance no es representativo de las unidades volcánicas de mayor altitud (estratovolcanes y flujos andesíticos del cuaternario temprano), que reciben mayor cantidad de precipitación que el resto de las unidades volcánicas. Además, los estratovolcanes están cubiertos por bosque mixto. Los terrenos volcánicos irrigados también quedan excluidos de esta aproximación.

La precipitación media anual (807 mm) es representativa de las zonas volcánicas entre 2 000 y 2 500 msnm, y es menor que el promedio para el metamórfico. Los valores relativos de evapotranspiración potencial modificada (81% de la precipitación) y de evapotranspiración real (79%) son mayores que los mismos valores en el metamórfico con igual cobertura (70 y 69% respectivamente). Por tanto, el déficit

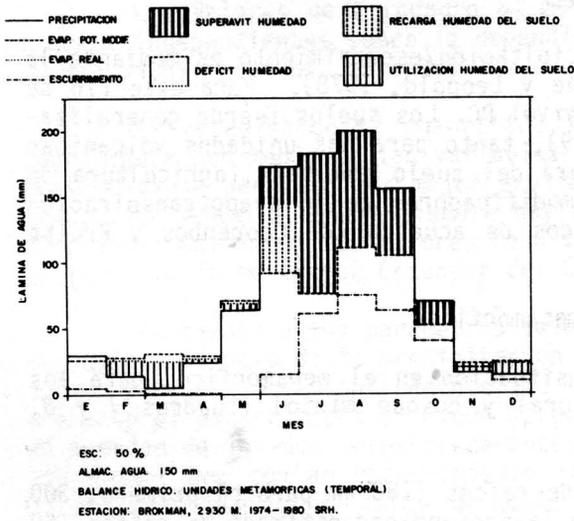


Fig.7 Balance hídrico, unidades metamórficas (temporal)

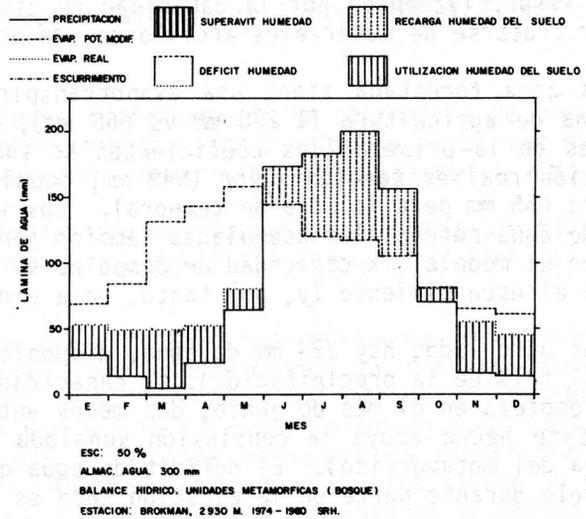


Fig.8 Balance hídrico, unidades metamórficas (bosque)

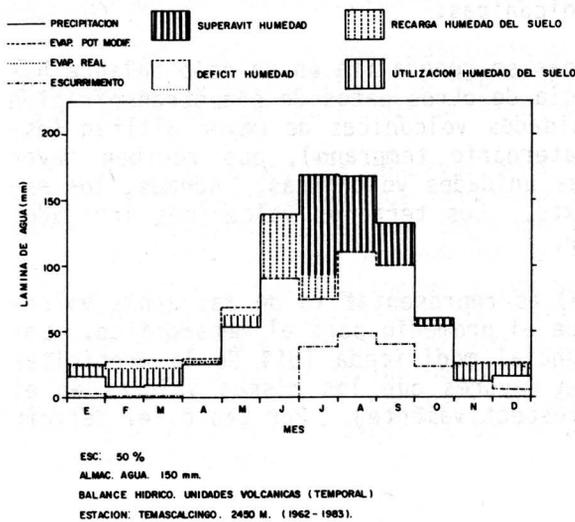


Fig.9 Balance hídrico, unidades volcánicas (temporal)

BALANCE HIDROLOGICO. UNIDADES METAMORFICAS. TEMPORAL. DATOS EN MM
 ESTACION: BROKMAN, 2 930 MSNM. 1974-1980. SARH.
 ESCURRIMIENTO PROMEDIO MENSUAL (ESTIMADO): 50% DEL AGUA DISPONIBLE
 CAPACIDAD ALMACENAMIENTO ZONA DE RAICES: 150 MM

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	AÑO
PR	30	14	5	24	64	173	183	200	156	70	16	14	949
EV POT	98	112	164	159	158	131	109	106	100	95	81	8	1394
KC	.27	.25	.19	.18	.45	.70	.70	1.05	1.05	.55	.28	.30	
EV POT'	26	28	31	29	71	92	76	111	105	52	23	24	668
PR-EV POT'	4	-14	-26	-5	-7	81	107	89	51	18	-7	-10	281
PAPAC	-12	-26	-52	-57	-64						-7	-17	
HS	138	126	106	103	98	150	150	150	150	150	143	134	
dHS	4	-12	-20	-3	-5	52	0	0	0	0	-7	-9	
EVR	26	26	25	27	69	92	76	111	105	52	23	23	655
DEFHS	0	2	6	2	2	0	0	0	0	0	0	1	13
SUPHS	0	0	0	0	0	29	107	89	51	18	0	0	294
ADESC	10	5	2	1	0	29	121	149	125	80	40	20	
ESC	5	3	1	1	0	15	61	75	63	40	20	10	294
DET	5	2	1	0	0	14	60	74	62	40	20	10	

PR : Precipitación
 EV POT : Evapotranspiración potencial
 KC : Coef. modif. evapot. según cobertura
 EV POT' : Evapot. potencial modificada (KCxEV POT)
 PR-EV POT' : Precipitación menos ev.pot.modif.
 PAPAC : Pérdida de agua potencial acumulada
 HS : Humedad del suelo
 dHS : Cambios en humedad del suelo
 EVR : Evapotranspiración real
 DEFHS : Déficit humedad del suelo
 SUPHS : Superávit humedad del suelo
 ADESC : Total agua disponible escurrimiento
 ESC : Escurrimiento
 DET : Retención superficial (anegamiento)

NOTA: El cálculo del escurrimiento se inició en el mes de junio: el período húmedo termina en el mes de enero (HS=138).

Cuadro 7. Balance hidrológico, unidades metamórficas, temporal

BALANCE HIDROLOGICO. UNIDADES METAMORFICAS. BOSQUE. DATOS EN MM
 ESTACION: BROKMAN, 2 930 MSNM. 1974-1980. SARH.
 ESCURRIMIENTO PROMEDIO MENSUAL (ESTIMADO): 50% DEL AGUA DISPONIBLE
 CAPACIDAD ALMACENAMIENTO ZONA DE RAICES: 300 MM

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	AÑO
PR	30	14	5	24	64	173	183	200	156	70	16	14	949
EVPOT	98	112	164	159	158	131	109	106	100	95	81	8	1394
KC	.70	.75	.80	.90	1	1.10	1.10	1.10	1.05	.85	.80	.75	
EVPOT'	69	84	131	143	158	144	120	117	105	81	65	61	1278
PR-EVPOT'	-30	-70	-126	-119	-94	29	63	83	51	-11	-49	-47	-329
PAPAC	-180	-250	-376	-495	-589				-34	-45	-94	-141	
HS	165	130	86	58	42	71	134	217	268	258	219	188	
dHS	-23	-35	-44	-28	-16	29	63	83	51	-10	-39	-31	
EVR	53	49	49	52	80	144	120	117	105	80	55	45	949
DEFHS	16	35	82	91	78	0	0	0	0	1	10	16	329
SUPHS	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
ADESC	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
ESC	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
DET	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

PR : Precipitación
 EVPOT : Evapotranspiración potencial
 KC : Coef. modif. evapot. según cobertura
 EVPOT' : Evapot. potencial modificada (KCxEVPOT)
 PR-EVPOT' : Precipitación menos ev.pot.modif.
 PAPAC : Pérdida de agua potencial acumulada
 HS : Humedad del suelo
 dHS : Cambios en humedad del suelo
 EVR : Evapotranspiración real
 DEFHS : Déficit humedad del suelo
 SUPHS : Superávit humedad del suelo
 ADESC : Total agua disponible escurrimiento
 ESC : Escurrimiento
 DET : Retención superficial (anegamiento)

NOTA: El periodo húmedo termina en el mes de septiembre (HS=268). No se alcanza a cubrir la capacidad de almacenamiento.

Cuadro 8. Balance hidrológico, unidades metamórficas, bosque

(22 mm, 3% de la precipitación) es mayor que en los terrenos no volcánicos (13 mm, 1.4%). En consecuencia, el agua disponible para escurrimiento/erosión (172 mm, 21% de la precipitación) es menor que el de la unidad metamórfica (294 mm, 31% de la precipitación). Los valores de humedad de suelo son también menores que en el primer ejemplo, y la capacidad de campo sólo es alcanzada en julio, cuando también comienza el escurrimiento. Esto ocurre durante el mes de precipitación máxima. La respuesta hidrológica es más lenta que en el metamórfico, como se señalara en 4.1.

4.3 Conclusiones.

De acuerdo con el modelo utilizado, en las zonas forestadas de la unidad metamórfica no hay excedente de agua para escurrimiento y, por tanto, no hay probabilidad de ocurrencia de erosión. Esto fue verificado en campo, y a este nivel de trabajo (unidad de paisaje), es una conclusión válida. Esta situación, asimismo, puede ser extrapolada en las unidades volcánicas forestadas (básicamente los estratovolcanes), a más de 2 600 msnm, ya que tanto su cobertura como la cantidad de precipitaciones son análogas.

Las zonas de temporal en los terrenos volcánicos reciben menos precipitación y pierden más agua por evapotranspiración que las zonas de temporal en el metamórfico. Por ende, hay más agua disponible para escurrimiento en las últimas, y puede esperarse mayor erosión.

Este hecho es coherente con el porcentaje de terrenos erosionados en las unidades metamórficas (16%) y en las volcánicas (4.5%) (Bocco, 1989). En consecuencia, la cantidad de precipitación es significativa como factor de control de la erosión acelerada. El efecto de la intensidad de la precipitación, un factor aún más relevante (Hudson, 1971), no pudo evaluarse por falta de datos apropiados.

La humedad antecedente requerida para que empiece el escurrimiento en las unidades metamórficas es menor que en el volcánico (bajo la misma cobertura). Por consiguiente, la respuesta del escurrimiento a la precipitación es más rápida que en el ambiente volcánico.

Esto coincide con conclusiones señaladas en el punto 3.4 y permite formular los siguientes modelos lógicos de ocurrencia de erosión en zonas de temporal:

- Vertientes metamórficas: menos humedad antecedente requerida para iniciar escurrimiento → respuesta hidrológica rápida → flujos superficiales → erosión concentrada.
- Vertientes volcánicas: mayor humedad antecedente requerida → respuesta hidrológica demorada → flujos subsuperficiales → asentamientos de los suelos → erosión concentrada en zonas perturbadas.

En general, los tratamientos propuestos proporcionan una evaluación objetiva del comportamiento de la relación precipitación/escurrimiento regional, y permiten apoyar cuantitativamente la proposición de modelos hidrológico/erosivos.

AGRADECIMIENTOS.

El Instituto de Geografía (UNAM) proporcionó la infraestructura para el trabajo de campo.

BALANCE HIDROLOGICO. UNIDADES VOLCANICAS. TEMPORAL. DATOS EN MM
 ESTACION: TEMASCALINGO. 2 450 MSMN. 1962-1983. SRH.
 ESCURRIMIENTO PROMEDIO MENSUAL (ESTIMADO): 50% DEL AGUA DISPONIBLE
 CAPACIDAD ALMACENAMIENTO ZONA DE RAICES: 150 MM

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	AÑO
PR	16	8	9	25	53	139	169	168	132	60	12	16	807
EV POT	91	109	148	160	152	128	106	105	95	98	92	87	1371
KC	.27	.25	.19	.18	.45	.70	.70	1.05	1.05	.55	.28	.30	
EV POT'	25	27	28	29	68	90	74	110	100	54	26	26	657
PR-EV POT'	-9	-19	-19	-4	-15	49	95	58	32	6	-14	-10	150
PAPAC	-33	-52	-71	-75	-90						-14	-24	
HS	120	106	93	91	82	131	150	150	150	150	137	128	
dHS	-8	-14	-13	-2	-9	49	19	0	0	0	-13	-9	
EVR	24	22	22	27	62	90	74	110	100	54	25	25	635
DEFHS	1	5	6	2	6	0	0	0	0	0	1	1	22
SUPHS	0	0	0	0	0	0	76	58	32	6	0	0	172
ADESC	5	2	1	0	0	0	76	96	80	46	23	11	
ESC	3	1	1	0	0	0	38	48	40	23	12	6	172
DET	2	1	0	0	0	0	38	48	40	23	11	5	

-
- PR : Precipitación
 - EV POT : Evapotranspiración potencial
 - KC : Coef. modif. evapot. según cobertura
 - EV POT' : Evapot. potencial modificada (KCxEV POT)
 - PR-EV POT' : Precipitación menos ev.pot.modif.
 - PAPAC : Pérdida de agua potencial acumulada
 - HS : Humedad del suelo
 - dHS : Cambios en humedad del suelo
 - EVR : Evapotranspiración real
 - DEFHS : Déficit humedad del suelo
 - SUPHS : Superávit humedad del suelo
 - ADESC : Total agua disponible escurrimiento
 - ESC : Escurrimiento
 - DET : Retención superficial (anegamiento)

NOTA: El cálculo del escurrimiento se inicia en el mes de julio

Cuadro 9. Balance hidrológico, unidades volcánicas

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Bocco, G. 1989. "El inventario de erosión antrópica: Acarcavamientos en la Cuenca del Río Tlalpujahua, México". En: Boletín del Instituto de Geografía. México: El Instituto.
- Bergsma, E. 1981. "Indices of rainfall erosivity. A review". ITC Journal. 1981-4:460-484.
- Dirección General de Geografía (DGG). 1979. Carta edafológica "El Oro de Hidalgo". 1:50 000. SPP. México.
- Donker, N.H. (1982). "Microcomputer applications in earth sciences data processing". ITC Journal. 1982-3:348-355. Enschede.
- _____. (1987). "WTRBLN. A computer program to calculate water balances". Computers and Geosciences. 13 - 2:95-122.
- Doorenbos, J. y W. Pruitt. 1984. Guidelines for predicting crop water requirements. FAO. Roma.
- Dunne, T. and L. Leopold. 1978. Water in Environmental Planning. Freeman. San Francisco.
- Freese, F. 1984. Statistics for Land Managers. Paeony Press. Jedburgh.
- García, E. 1981. Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen (para adaptarlo a las condiciones de la República Mexicana). Instituto de Geografía, UNAM. México.
- Hudson, N. 1971. Soil Conservation. Batsford. Londres.
- Morgan, R. 1979. Soil Erosion. Longman. Nueva York.
- Neway, A. 1985. "A general survey of some hydrologic and suspended sediment load characteristics of four catchments in SE Spain". Tesis de maestría en ciencias. No publicada. ITC. Enschede.
- Sayago, J.M. 1985. "Aspectos metodológicos del inventario de la erosión hídrica mediante técnicas de percepción remota en la región subtropical del NW argentino". Tesis de maestría en ciencias. No publicada. ITC. Enschede.