



instituto de geografía

GEOMORFOLOGIA DEL SUR DE LA
CUENCA DE MEXICO

José Lugo Hubp

Serie Varia T. 1. Núm. 8
México
1984

serie varia serie varia serie varia serie varia
serie varia serie varia serie
serie varia serie varia
serie varia serie
serie varia

GEOMORFOLOGIA DEL SUR
DE LA CUENCA DE MEXICO

INSTITUTO DE GEOGRAFIA

GEOMORFOLOGIA DEL SUR
DE LA CUENCA DE MEXICO

Por: José Lugo Hubp.

MARIA ELENA CEA H.

Serie Varia T. 1, Núm. 9
México
1984

GEOMORFOLOGIA DEL SUR DE LA CUENCA DE MEXICO

Por José Lugo Hubp^{*}

INTRODUCCION

De las costas de Colima y Nayarit se extiende hacia el estado de Veracruz una de las principales unidades geológicas y geomorfológicas de la República Mexicana: el Sistema Volcánico Transversal. Es una franja de unos 900 km, alargada de oeste a este, con amplitudes variables de 50 a 250 km. Se debe a una extraordinaria actividad volcánica que tiene lugar en el cuaternario. Morfológicamente, el Sistema Volcánico Transversal consiste en una serie de planicies escalonadas, desmembradas por volcanes aislados, pequeños grupos de volcanes y grandes cadenas montañosas volcánicas. El modelado erosivo se reconoce sólo en pequeñas localidades, ya que la intensa actividad endógena ha impedido su desarrollo normal.

Hacia la porción centro-oriental del Sistema Volcánico Transversal se localiza la cuenca de México: una estructura geomorfológica con límites espaciales precisos: un parteaguas cerrado (Fig. 1) que la define como cuenca endorreica. Es, en sí, una extensa altiplanicie, con una altitud mínima de 2 240 msnm, rodeada por todos lados por conjuntos de montañas jóvenes y antiguas. Otros grupos de montañas se levantan sobre la planicie de la cuenca (sierras de Santa Catarina, Guadalupe y otras).

Entre las laderas montañosas y la planicie, de origen lacustre, se extienden mantos de acumulación volcánica y de acarreo, formando un piedemonte irregular en su extensión y composición.

Las cadenas (sierras) que conforman los límites naturales de la cuenca de México son, principalmente, la Sierra Chichinautzin -en el extremo sur-, la de Las Cruces, al suroccidente, la de Monte Alto y Monte Bajo -continuación de la anterior- en el occidente, la Sierra Ne

* Investigador del Instituto de Geografía de la UNAM.

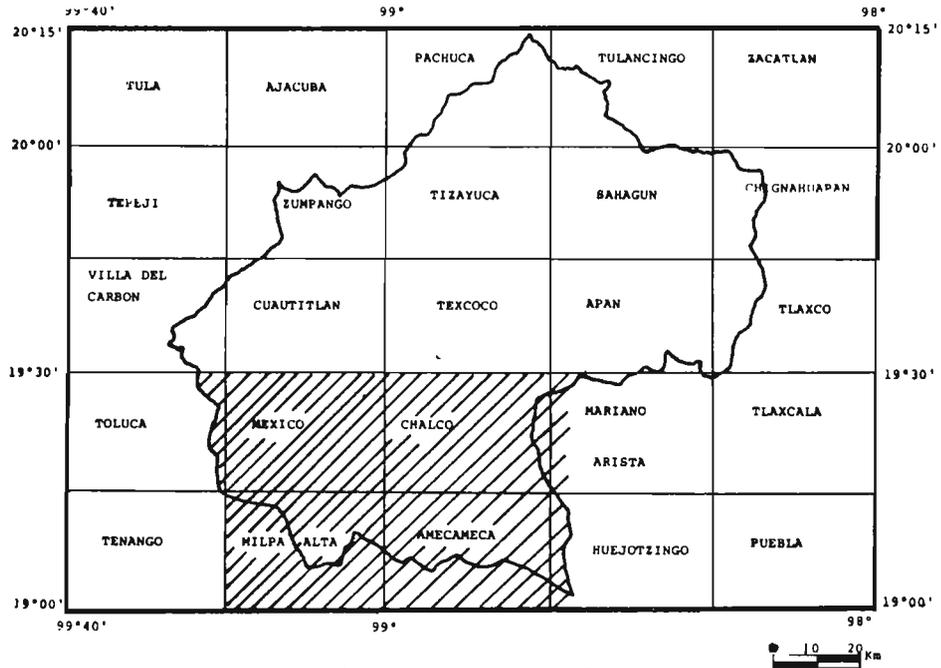


Fig. 1. Mapas 1: 50 000 que cubren la cuenca de México y zonas contiguas. Con hachure la zona en estudio.

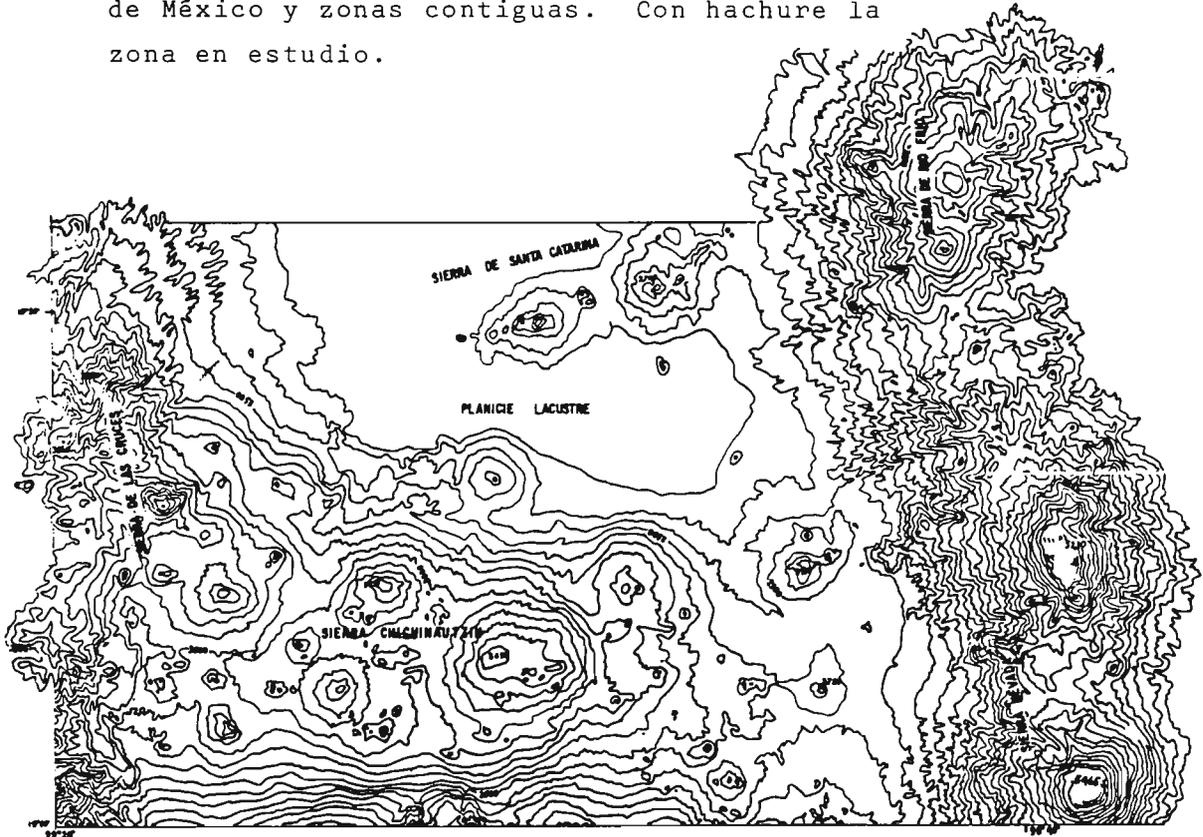


Fig. 2. Esquema orográfico de la porción sur de la cuenca de México.

vada en el suroriente y su extensión al norte, conocida como Sierra de Río Frío, y la de Pachuca, al norte.

En el vértice que forma la Sierra de Pachuca en el extremo norte de la cuenca de México, y los extremos septentrionales de las sierras de Monte Alto y Río Frío, el parteaguas queda definido por elevaciones montañosas menores y discontinuas.

Los grupos de volcanes de la cuenca de México son variables en cuanto a su composición y edad. En apariencia, los más antiguos son los de la Sierra de Pachuca, del oligoceno y posterior; le siguen la Sierra de Las Cruces y Monte Alto, del neógeno; Sierra Nevada y Río Frío del pliocuaternario, y Chichinautzin del pleistoceno-holoceno.

En este trabajo se trata el relieve del sur de la cuenca de México (fig. 2), donde se asienta la gran ciudad capital del país. El tema central es la geomorfología, la que se sintetiza en el mapa adjunto. La zona en estudio es de gran importancia por su concentración poblacional, tal vez la más alta del mundo; con problemas naturales como los recursos hidrológicos, volcanismo y sismicidad, el subsuelo de materiales no consolidados y saturado de agua, y otros más, provocados por el hombre, como la contaminación y la alteración de los procesos exógenos modeladores del relieve. Sin embargo, sólo consideramos lo estrictamente geomorfológico.

Las investigaciones que se han hecho sobre la cuenca de México, afines con la geomorfología, son relativamente numerosas. Vamos a citar las principales de tres distintas épocas.

Los trabajos, conocidos, de carácter regional más antiguos, son los de Velázquez de León (1773-1775, en: Moreno, 1977), Humboldt (1822) y Felix y Lenck (1890).

De fines del siglo pasado y hasta fines de 1930, hay varias publicaciones que, generalmente, son descriptivas de volcanes, glaciares (ventisqueros), rocas, etc.: Aguilera (1895), Alzate (1889), Beyer (1918), Böse (1902), Brecker (1908), Camacho (1925), Del Castillo (1879, 1880, 1884, 1893), Freudenberg (1911), Jaeger (1926), Marroquín

et al (1900), Ordóñez (1890, 1894, 1895, 1904), Orozco y Berra (1877, 1888), Paredes (1921), Priester (1927), Salazar (1926), Téllez Pizarro (1899), Villarelo (1911), Waitz (1910, 1912, 1918); Weitzberg (1922), Wittich (1917, 1918, 1920).

Posteriormente, hasta 1970, entre otros: Arellano (1946, 1948, 1953), Blásquez (1956, 1961), Bryan (1946, 1948), De Terra (1948), Foreman (1955), Fries (1956, 1960), Hibbard (1953), Libby (1955), Lorenzo (1964, 1967, 1969), Lozano (1953), Marsal (1959), Mooser (1956, 1957, 1961, 1962, 1963, 1967), Ordóñez (1938), Oviedo (1970), Robles Ramos (1944), Schalæpfer (1968), Schmitter (1953), Waitz (1934), White (1954, 1956, 1962).

Los trabajos más recientes pertenecen a los autores siguientes: Badilla (1977), Bloomfield (1975), Cabral (1974), DDF (1975, 1981), Demant (1976, 1978), Enciso de la Vega (1979), Fuentes (1975), Garay (1974), García (1981), Gasca y Reyes (1977), González (1980), Gunn y Mooser (1971), López Recéndez (1981), Lugo (1980, 1981, 1982, 1983), Martín del Pozzo (1980), Mooser (1974, 1975, 1981), Negendank (1972, 1976), Ochoterena (1978), Reséndiz et al (1970), Riquelme (1974), Yarza de la Torre (1971).

En esta relación hay una gran variedad de temas: antropológicos, geográficos, geológicos, hidrológicos, etc. Algunos tratan la cuenca de México en forma indirecta, otros se refieren a localidades excepcionalmente pequeñas. Hay que señalar también que no se ha agotado la bibliografía existente, incluso se excluyen trabajos importantes que tratan en particular otras zonas de la cuenca, la del norte sobre todo.

Es importante mencionar la colaboración que tuvo el autor, de parte de varias personas, para llevar a cabo este trabajo. Los investigadores José Luis Lorenzo y Federico Mooser leyeron el manuscrito original e hicieron valiosas críticas. El señor Carlos Jaso se encargó de la revisión de estilo. Al doctor Héctor Ochoterena correspondió la edición. El maestro en geografía Víctor Manuel Martínez participó con el autor en el trabajo de campo. Colaboraron en labores de gabinete los estudiantes Ricardo Saavedra, Ana Maza, Jorge Lagunes y Antonio Flores. Estenografía señorita Virginia Barrón Aranda.

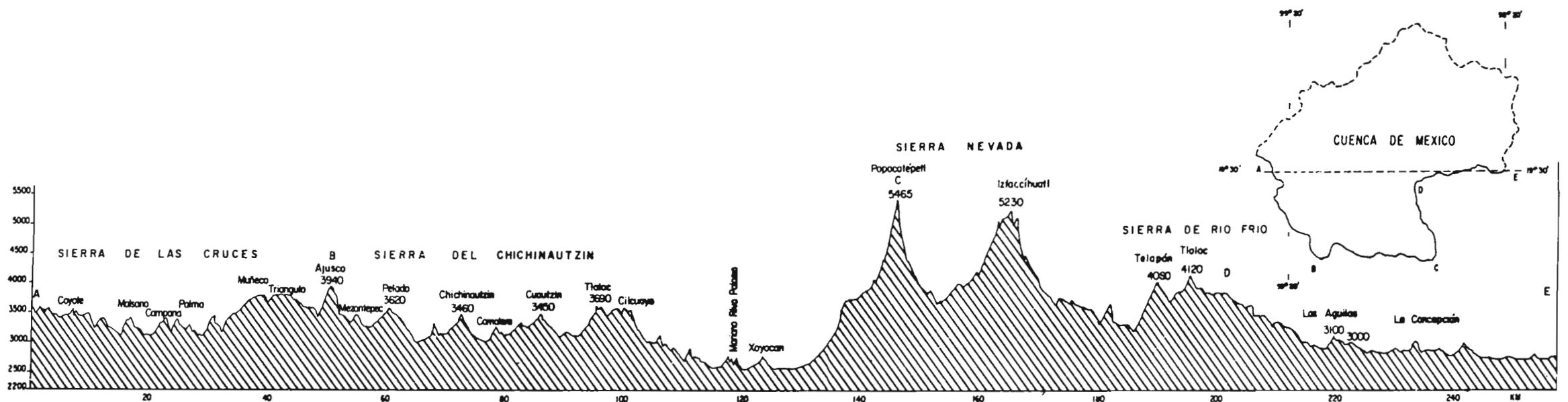


FIG. 3. PERFIL DEL PARTEAGUAS DEL SUR DE LA CUENCA DE MEXICO.

MORFOGENESIS

El término morfogénesis se refiere al origen de las formas del relieve terrestre y su evolución en el tiempo. Se apoya en el concepto de que el relieve es el resultado de la interacción de procesos endógenos y exógenos. Los primeros se manifiestan por la actividad tectónica y volcánica, los segundos por el intemperismo, la erosión (y el transporte) y la acumulación.

En función del proceso dominante en la creación de las formas, éstas se agrupan en tipos del relieve endógeno, exógeno o endógeno modelado. A partir de este concepto han surgido clasificaciones del relieve en tipos genéticos consistentes en numerosas formas. Por ejemplo, la clasificación propuesta por una comisión internacional de geomorfólogos: Bashenina (URSS), Gellert y Scholz (República Democrática Alemana), Joly (Francia) y Klimaszewski (Polonia): 1975. Otras pertenecen a Demek (1972), Chemekov et al (1972), Spiridionov (1975), Bashenina (1977), Ganeshin (1979).

En la zona cartografiada están presentes los tres grandes grupos genéticos del relieve: endógeno, endógeno modelado y exógeno. El primero se refiere a un tipo volcánico acumulativo, subdividido en explosivo, efusivo y extrusivo, y combinaciones de éstos; el segundo comprende las formas volcánicas que han sido ya transformadas sustancialmente por la erosión (relieve volcánico-erosivo). El relieve exógeno está representado por tipos genéticos muy diversos: glaciales, erosivos (gravitacionales), fluviales, lacustres, deluviales, coluviales, antrópicos.

La metodología aplicada excluye la teoría de William Davis "El ciclo geográfico", una concepción ingenua, propia de su época (1899), inadmisibles en la geomorfología moderna, ya que se contraponen a las teorías tectónicas de nuestros días (tectónica de placas) que explican mucho del origen y evolución de las grandes estructuras del relieve terrestre (de los continentes y las cuencas oceánicas). Es importante mencionar esto por el uso y el abuso que se ha hecho en México de la teoría davisiana, en ocasiones mal interpretada y mal aplicada.

RELIEVE ENDOGENO (VOLCANICO ACUMULATIVO)

Este tipo genético tiene gran expresión en el sur de la cuenca de México, como resultado de una extraordinaria actividad volcánica a fines del pleistoceno y en el holoceno. Se subdivide en explosivo, efusivo y extrusivo, además del explosivo-efusivo, que se refieren a continuación.

Relieve volcánico-explosivo

Se refiere a todas las formas de origen volcánico originadas por la expulsión de material detrítico (piroclastos), en forma violenta, a través de un conducto central. Las formas principales son los conos volcánicos cineríticos, los cráteres de explosión y las planicies y laderas de piroclastos (o de tefra).

Volcanes cineríticos

El sur de la cuenca de México es una de las porciones del país (incluso del mismo Sistema Volcánico Transversal) con mayor concentración de volcanes jóvenes. Los trabajos de Bloomfield (1975) y Martin del Pozzo (1980) han establecido e inferido la edad de varios volcanes, como de fines del pleistoceno (menos de 40 000 años) y del holoceno. Sólo en la zona cartografiada son más de 200, y sumando los volcanes antiguos reconocidos se llega a 300 aproximadamente. Es muy difícil hablar de una cantidad total, ya que la intensa actividad ha provocado que se sobrepongan materiales provenientes de distintos centros eruptivos, de lo que resultan volcanes sobrepuestos, cubiertos, cráteres totalmente rellenos, etc.

Hay características comunes a estos volcanes: la mayoría posee cráter con un grado variable de relleno, algunos se encuentran abiertos en forma de herradura (por un fenómeno volcánico explosivo o por erosión); son frecuentes los cráteres adventicios; el diámetro en la base del cono es generalmente de 1 000 a 2 000 m; en el cráter, de 150 a 400 m; la pendiente, en promedio, es de 32°; la profundidad alcanza hasta unos 115 m en el Xitle (en forma de embudo, sin relleno en su fon

do); su altura relativa es, en la mayoría de los casos, menor de 250 m. Los volcanes más jóvenes muestran coladas de lava asociadas; en los más antiguos éstas se encuentran cubiertas parcial o totalmente por los materiales eyectados por volcanes más jóvenes. Por esto mismo, las alturas relativas son muy variables, en algunos casos de menos de 10 m (el resto del volcán se encuentra cubierto).

En la figura 4 y tabla No. 1 se representan los volcanes reconocidos por medio de la interpretación de fotografías aéreas y mapas geológico-topográficos. Se consignan los nombres que aparecen en los mapas (publicados por SPP a escala 1: 50 000). Un gran número carece de él. Se proporcionan también valores de altura relativa, con imprecisiones porque muchos se asientan en forma asimétrica. También se indican pendientes en intervalos de 6° a 15° , de 15° a 20° , de 20° a 30° y mayor de 30° .

De esta gran cantidad de conos volcánicos hemos elegido 17 que destacan por su expresión en relieve, resultado de una edad geológica muy reciente. Para su identificación, cada uno se acompaña de dos cifras entre paréntesis, una con números arábigos se refiere a la figura 4, y la segunda, con romanos, al mapa geomorfológico.

1. Xaltépec (49, I). Aparentemente surgió en condiciones de un antiguo nivel lacustre inferior al actual. Su morfología es de una extraordinaria juventud, posiblemente del holoceno (últimos 10 000 años).
2. Tecuatzi (52, II). También con rasgos de juventud; posterior al Xaltépec, ya que sus lavas cubren parcialmente a aquél. Ambos se sitúan en la Sierra de Santa Catarina.
3. Guadalupe (54, III). El más alto de la Sierra de Santa Catarina, y posiblemente el más joven de la misma, asentado sobre la planicie lacustre.
4. Papayo (295, IV). Enclavado en la Sierra Nevada, cubre con sus materiales a rocas volcánicas más antiguas, así como a los depósitos pleistocénicos de piedemonte. Posiblemente se encuentra alineado estructuralmente con el Popocatépetl (norte a sur, con una ligera desvia

ción al noroeste).

5. Xitle (70, V). Uno de los pocos cuya edad ha sido establecida (en 2 200 años), de acuerdo con Libby (1955). Se localiza en la base del Ajusco, al sur de la Ciudad de México.

6. Pelado (87, VI). También en el sur de la cuenca de México, en la Sierra Chichinautzin. Destaca por su altura absoluta de 3 620 msnm, aunque su altura relativa está dentro de lo común: unos 200 metros. Esto permite suponer que nació en un relieve preexistente elevado.

7. Teuhtli (98, VII). Localizado en la Sierra Chichinautzin, al norte de Milpa Alta, es de gran juventud. Martín del Pozzo infiere su edad en menos de 20 000 años, por comparación con volcanes datados por Bloomfield.

8. Tres Cruces (133, VIII). Próximo al poblado de Tres Cumbres, consiste en tres picos que se asientan sobre una colada de lava. También se infirió su edad menor a 20 000 años (op. cit.)

9. Chichinautzin (139, IX). En su estructura predominan las lavas sobre los piroclastos. Su morfología, incluyendo las lavas asociadas, permiten apoyar la tesis de Martín del Pozzo sobre su edad holocénica.

Este volcán, con el Pelado y Tres Cruces, representan porciones considerablemente elevadas del sur de la cuenca de México (más de 3 200 msnm). Si tomamos en cuenta su juventud, inferimos que la Sierra Chichinautzin ha tenido un notable crecimiento por acumulaciones volcánicas producidas en unos miles de años.

10. Tláloc (169, X). Situado en la Sierra Chichinautzin (otro del mismo nombre se encuentra en la de Río Frío) se alinea con el Teuhtli, al sur. Destaca junto al cono principal otro sobrepuesto, y asociados cuatro adventicios (op. cit.). Se aprecia un lineamiento norte sur que lo fija con el Teuhtli, el Ocotécatl y el Ololica y otro sistema este-oeste que controla a numerosos volcanes, como Acopiaco, Raíces, Chalchihuites.

11. Cilcuayo (174, XI). Situado en el suroriente de la cuenca de Mé-

xico, en una zona de alta concentración de volcanes jóvenes. Su edad posible es del pleistoceno tardío.

12. El Agua (177, XII). Asociado al anterior, puede tratarse de un volcán adventicio.

13. Jumento (61, XIII). Volcán muy joven en la base del Ajusco.

14. Ocoxusco (185, XIV). Se encuentra próximo al poblado de Juchitepec de Riva Palacio, estado de México. No está integrado a un verdadero conjunto y se sitúa en una porción deprimida del parteaguas sur. Es importante esta localidad porque, aparentemente, aquí el volcanismo alteró al régimen fluvial de la cuenca de México en forma sustancial.

15. Huéhuel (188, XV). En la misma zona que el anterior, también muy joven.

16. Ayaqueme (204, XVI). Se encuentra asociado a otros dos volcanes, también con rasgos de juventud. Es interesante porque puede tratarse de un fenómeno de actividad simultánea.

17. Chiconquiaco (217, XVII). Próximo al poblado de Amecameca, estado de México, es parte de una amplia estructura volcánica con conos jóvenes y cráteres adventicios. Es posible que se trate de formas de una misma etapa de generación.

Estratovolcán piroclástico

18. Popocatépetl (249, XVIII). Se trata de un gran stratovolcán con un cono de piroclastos. Por su altitud (5 542 m) es la segunda montaña de México y forma con su cima el punto extremo sudoriental del parteaguas de la cuenca de México. Es por su juventud, dimensiones, actividad actual, localización y condiciones climáticas, una de las formas del relieve volcánico más interesantes de México. Las descripciones del mismo las encontramos en los primeros cronistas de la época de la conquista: Cortés, Sahagún, Díaz del Castillo y otros; una descripción con carácter más científico, propia de su época, pertenece a Alzate (1831), otra a Humboldt (1822), y a Felix y Lenck (1890); posteriormente, en 1895, Aguilera y Ordóñez hacen una magnífica descripción y

análisis del Popocatépetl.

El cono volcánico se eleva unos 1 500 metros sobre su base, con pendiente fuerte de unos 33° hacia la porción superior, en gran parte cubierta de nieve y hielo. Su cima posee un cráter amplio de forma elipsoidal, con ejes de aproximadamente 600 por 400 m, el mayor orientado al noreste. Aguilera y Ordóñez establecieron profundidades del cráter de 205 m, la mínima, y 505 m la máxima. El borde es irregular, en forma de arista con fuertes diferencias de alturas: la máxima se localiza en el Pico Mayor, al NW.

A diferencia de los numerosos conos cineríticos que dominan en el paisaje del sur de la cuenca de México, el Popocatépetl se ha formado por etapas sucesivas de actividad que han continuado en tiempos históricos. Su edad ha sido considerada por varios autores como pliocénica, pero activo hasta tiempos actuales. De acuerdo con Orozco y Berra (1877, 1888) y Guzmán Peredo (1978), el volcán tuvo actividad en los años: 1347, 1357, 1363, 1509, 1512, 1530-1540, 1542-1543, 1548, 1571, 1594, 1642, 1663-1667, 1697, 1720, 1804, 1919-1922, 1927.

La petrología del volcán la describieron Aguilera y Ordóñez (op. cit.) como basalto labradórico en la parte inferior del volcán, andesitas de hiperstena en la parte media, rodeando al volcán, y traquitas en las crestas del Ventorrillo y el Cerro Tlamacas.

El Popocatépetl y el Iztaccíhuatl han ejercido una influencia muy grande al modificar bruscamente el relieve y, consiguientemente, el clima, lo que va también ligado al régimen hidrológico, los suelos, la vegetación y la actividad humana. El crecimiento que ha tenido el volcán ha favorecido las acumulaciones de nieve y el desarrollo de glaciares.

Cráteres "caldera"

Son formas originadas por procesos explosivo-freáticos y están representadas en la zona en estudio por dos conos de escoria con un cráter amplio, muy distinto de los que se observan en decenas de volcanes de la zona. Existen algunas referencias sobre éstos en trabajos an

Tabla No. 1. Volcanes del sur de la cuenca de México, su localización y parámetros principales.

Nota: La altura absoluta es aproximada a la información del mapa topográfico; la relativa es un valor medio, ya que varía según la ladera que se observa; la pendiente también es un valor medio.

No.	Nombre	Localización (Fig.4)	Alturas en m		Pendiente en grados
			Absoluta	Relativa	
1		2B	3270	90	30
2		2B	3280	160	30
3	Malinche	3B	3400	100	20
4	San Francisco	3B	3190	100	20
5		3B	2900	50	20
6		3B	3430	80	20
7		2B	3160	100	20
8		1C	3160	60	20
9		3C	3160	150	20
10	Malsano	2C	3370	220	20
11		3C	3250	110	30
12	Bovaxi	3C	2920	250	25
13	San Francisco	3C	3010	300	30
14	Tengani	3D	3430	180	20
15	De la Iglesia Vieja	2D	3110	120	30
16	Piedra Grande	2D	3320	120	20
17		2D	3350	200	20
18	La Palma	2E	3210	90	20
19		2E	3370	110	20
20		2E	3170	90	20
21	Ojo de Buey	2F	3070	70	20
22	Quellamelucan	2F	3320	180	30
23		3E	3060	40	20
24	Gavilán	3F	3450	150	20
25	Moctezuma	5A	2400	120	12
26	Ocotillo	5A	2550	100	20

27	Magnolia	4B	2700	220	20
28	Las Víboras	4C	2830	220	30
29	Los Padres	4D	2840	200	20
30	Teopazulco	4D	2950	100	20
31	El Encinal	4D	2850	60	12
32		4E	2870	60	12
33	Atesquillo	5F			
34	Judío	5E	2770	220	20
35	Meyuca	5E			
36	Zacaltépetl	7E	2420	80	30
37	Bosque del Pedregal	7F	2390	70	20
38	Cuilotepic	6F	2800	40	
39	Tarumba	5F	3460	160	20
40	Piedra del Agua	4F	3500	200	30
41	San Miguel	4F	3770	100	20
42	La Palma	4F	3800	120	20
43	El Guerrero	9A	2440	200	15
44	Los Gachupines	9A	2330	90	15
45	Peñón de los Baños	10B	2280	40	15
46	Peñón del Marqués	11C	2370	130	20
47	La Estrella	9D	2440	100	15
48	Yuhualixqui	10E	2410	160	30
49	Xaltepec	11E	2450	190	30
50	Tetecón	11E	2470	120	30
51		11E	2550	150	30
52	Tecuatzí	11E	2610	200	30
53		11D	2370		
54	Guadalupe	11E	2750	300	
55	Guadalupe	12E	2670	120	20
56		11D	2250		
57		11D	2260		
58		2G			
59		4G	3710	260	30
60		4G	3550	140	30
61	Jumento	4H	3800	150	30
62	Mateo	4H	3780	350	30

63	Muñeco	4I	3710	160	15
64		4H	3560	110	15
65		4I	3630	30	
66	Ajusco	5H	3930	450	30
67	Santo Tomás	6G	3700	350	30
68	Chomulco	6G	3360	300	30
69	Xicontle	6G	3050	80	30
70	Xitle	6G	3150	200	30
71	Cuazontle	6G	2980	110	30
72	Maninal	6G	3170	170	30
73		6H	3440		
74		6H	3440		
75		6H	3440		30
76	Mezontepec	6H			30
77	Judío	5H	3450	100	20
78		4I	3240	40	20
79		4I	3340	40	
80		5I	3540	300	30
81	Quepil	5I	3430	280	30
82	Malacatépetl	5I	3400	200	15
83	Malacatépetl	5I	3450	250	30
84	Cadena	4I	3650	200	30
85		5I	3190	140	30
86	Tuxtepec	5I	3100	100	30
87	Pelado	6I	3620	200	30
88	La Magdalena	7G	2940	140	15
89	Yololica	7G	3020	120	30
90		7G	2970		
91		8H	2840	100	12
92		9H	2540	140	20
93	Zompole	9H	2610	110	30
94		9H	2560	70	30
95	Tioca	9H	2650	70	30
96		9H	2670	70	15
97		10H	2670	40	15
98	Teuhtli	11G	2710	110	30

99	San Miguel	11I	2890	50	30
100		11I			
101	Xistune	11I	3110	110	30
102		11I	3180	40	
103		11I	3290	80	
104	Ocuscayo	10I	3180	110	30
105		10I	3130	40	
106		9I	3220	70	30
107		9I	3450	50	30
108		9I	3510	210	30
109	Cuautzin	9I	3430	130	15
110	Toxtepec	8I	2910	40	
111		7H	3230		
112	Oyameyo	7H	3320	200	30
113	Huilote	4J	3670	400	40
114		4J	3450	150	30
115	Chalchihuites	4J	3150	150	30
116		4J	3400	250	30
117		4K	3070	120	30
118		4K	3020	200	30
119		4K	3050	250	30
120					
121	Tezontle	5K	3010	180	30
122	Los Cardos	5J	3150	70	30
123		5J	3180	210	30
124	Raíces	5J	3140	130	30
125		6J	3180	160	30
126	Cajeta	6J	3170	200	30
127	Tepeyhualco	6J	3040	40	20
128	Tesoyo	6J	3180	180	30
129		6J	3030	30	
130		7J	3040		
131	La Cima	7J	3080	110	30
132		7J	3040	40	
133	Tres Cruces	6K	3280	250	30
134	El Palomito	7J	3240	150	30

135	El Caballito	7J	3220	120	30
136	Manteca	7J	3220	100	30
137	El Hoyo	7J	3180	100	30
138		8K			
139	Chichinautzin	8J	3480	150	15
140		8K	3220	130	30
141	Quimixtepec	8K	3170	120	30
142	Los Otates	9K	3240	150	30
143	Los Otates	9K	3220	120	30
144	Suchiooc Grande	9K	3400	310	30
145		9K	3140	90	30
146	Yacahuazac	9K	3150	120	30
147	Cuiloyo	9K	3080	40	
148		9K	3030	20	30
149		10K	3070	30	
150	Oclayuca	10K	3140	160	30
151		10K	3060	20	
152	Teconzi	10K	3160	60	30
153	Ololica	11K	3280	150	30
154		11K	3110	70	30
155	Pajonal	11K	3230	80	15
156	Ocotecat1	11K	3490	190	30
157		11K	3370	40	30
158		10K	3300	50	30
159		9K	3130	70	30
160	La Comalera	9J	3260	200	30
161	San Bartolo	9J	3220	140	30
162	Chingiritería	9J	3140	70	20
163	Tuxtepec	9J	3080	70	30
164		9I	3190	30	
165	Tetzacóatl	8I	3310	160	30
166		10I	3130	20	
167	Piripitillo	9J	3110	30	
168	Tumiac	9I	3320	170	30
169	Tláloc	11J	3690	180	30
170		11J	3650	100	30

171		11J	3530	20	30
172	Cerro del Agua	11J	3580	120	30
173		12J	3540	120	30
174	Cilcuayo	12J	3560	160	30
175		12J	3260	100	30
176		12J	3520	60	30
177	El Agua	12J	3480	100	30
178	Chalchuca	12K	3000	200	30
179	Cuautepec	13L	2580	80	30
180	Tezillo	13K	2620	100	30
181	Tesoyo	13L	2580	120	30
182	El Aire	14L	2440	100	30
183	Sacramento	14K	2680	100	20
184	Zoyazal	14K	2680	100	30
185	Ocoxusco	14K	2820	140	30
186		14K	2760	60	
187	Pelagatos	12J	3000	60	15
188	Huehuel	13K	3100	160	20
189	Huehecón	13K	2980	60	30
190	Moyocalco	13K	2860	60	20
191	Huihuicango	13J	2880	60	30
192	Ahuazatépelt	13J	3020	180	30
193	Cohuazalo	14J	2800	120	30
194		14J	2800	140	30
195	Atlalcorra	14J	2720	140	30
196	Zoceyuca	14I	2800	180	30
197		14I	2620	20	
198		13I	2920	10	
199	Sochol	13J	3000	80	30
200	Guarda	12J	2940	40	30
201		12I	3180	40	
202		12I	3100	20	
203	Ayaqueme	12H	2760	40	
204		13H	2940	140	30
205		13H	2880	60	30
206		6K	3260	250	30

207	Huipilo	14K	2800	260	30
208	Loreto	14L	2680	120	30
209	Huiztomayo	15M	2560	120	30
210	Amoloc	14J	2680	100	30
211	Guajoma	14I	2480	60	30
212	Ayaqueme	13I	3100	120	30
213		13I	3000	100	30
214		15I	2420	80	
215		16H	2740	200	30
216		16I	2720	140	30
217	Chiconquiaco	16I	2900	160	30
218		16H	2700	100	30
219	Tareixte	16H	2760	180	30
220	Aguilera	16H	2680	80	30
221	La Cordillera	16I	2760	140	30
222	Retama	15I	2490	80	15
223		16J	2460	20	30
224	Cuatepel	15J	2760	160	30
225	Aholo	15J	2720	140	30
226	Tlacuayol	15J	2700	120	30
227	Xoyacan	16J	2720	160	30
228		16J	2660	100	30
229	La Mesa	15L	2700	100	30
230	Las Escobetas	15L	2740	260	30
231	La Mesa	15L	2540	60	
232	Quistepec	16L	2420	140	30
233		16L	2340		
234		16L	2280		
235		16L	2320		
236		16L	2300	40	
237	Sacramento	17I	2560	80	30
238	Huicilcingo	18G	3240	260	20
239	Xacaltepec	18G	3420	220	20
240	Malinal	18G	2980	160	
241		19G	3700	80	15
242	Tlacachelo	19G	3780	180	20

243	El Mirador	18H	3180	100	15
244	Nexcoalango	19H	3440	70	15
245	Penacho	19J	3700	300	30
246	Otlotepec	19K	3020	20	
247	Yeloxochitl	19K	3740	360	20
248	Tesanto	19L	3700	240	30
249	Popocatépetl	21L	5540	1500	30
250	Tlamacas	20K	4000	100	30
251	Xaltepec	20J	3740	60	20
252	Gordo	21J	3780	360	20
253	Ocotepec Chico	21J	3860	120	20
254		20J	3900	80	20
255	Iztaccíhuatl	20H	5280	800	30
256	Ocotepec	21H	3840	180	20
257	Hielosochio	21G	3660	200	20
258	Las Mesitas	21G	3560	220	20
259	Chicalo	21G	3660	300	20
260	Tzihitzintla	20F	3520	240	20
261	El Tello	20F	3360	200	20
262	Hielotzochio	20F	3400	200	15
263	Tlatlachelo	20E	3200	80	20
264	Caracol	20A	3200	120	20
265	Tlacoyo Chico	20A	3400	120	20
266	Tlacoyo Grande	20A	3420	220	20
267	Huilotepec	20A	3520	240	20
268		19A	3540	80	15
269	Texcozingo	16A	2580	140	15
270		15A			
271	Tepetitlán	15B	2420	60	15
272		17B	2540	120	15
273		15B	2460	60	15
274	Tecorral	17B	3400	300	20
275	Huepango	17B	3580	200	20
276	Tlaloc	18C	4120	200	20
277	Puico	18C	3900	80	20
278	Hieloxochitl	18C	3900	140	20

279	Telapón	18D	4040	240	20
280		15C	2400	100	20
281	Cuetlapanca	15C	2400	100	
282	Xolcuango	14C	2440	20	
283		13C	2420	20	
284	Chimalihuache	13C	2540	200	20
285	San Lorenzo	12C	2400	60	15
286	La Caldera	12D	2460	200	30
287	La Caldera	12D	2460	160	30
288	El Pino	13B	2740	200	15
289	Tejocote Chico	14D	2600	40	
290	Tejocote Grande	14D	2700	120	20
291	Santa Cruz	15D	2460	60	
292	La Mesa	16D	2800	200	20
293	Tejocote	17D	3020	220	20
294	Los Potreros	18D	3600	200	20
295	Papayo	19E	3640	260	20
296		17E	2900	240	20
297		16E	2560	40	6
298	Tezoyo	16E	2640	60	6
299	El Elefante	14E	2420	180	20
300		13F	2300	60	20
301	Xico	13F	2320	80	20
302	Ixtaltetlac	18F	3280	340	20
303	La Tela	19F	3620	120	20
304	Acopiaco	8J	3300	180	20
305	El Guarda	8J	3200	100	20

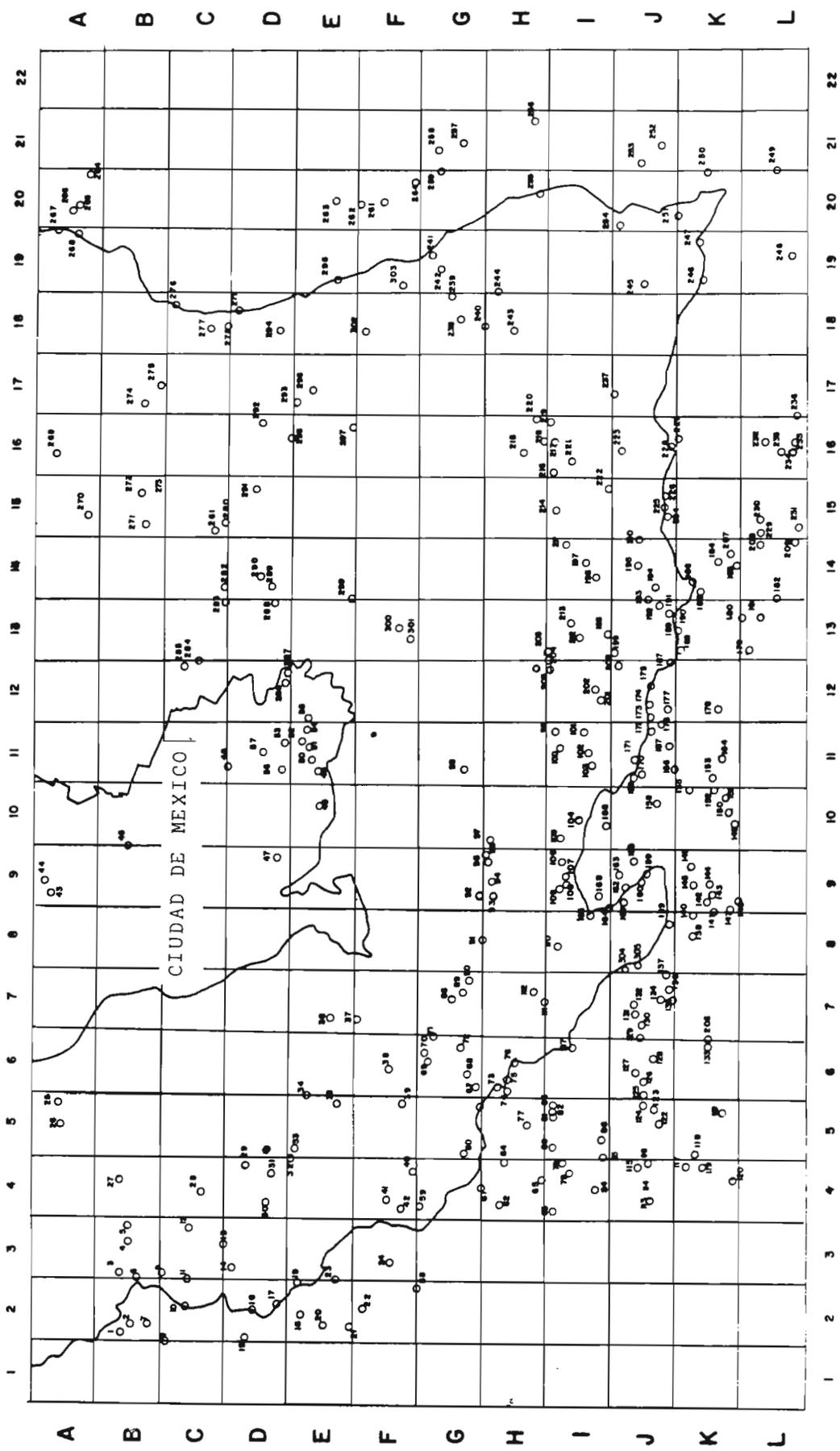


Fig. 4. Plano de localización de volcanes en el sur de la cuenca de México. Estos se indican en la tabla No. 1.

tiguos que, por sus conceptos, vale la pena mencionar: Alzate (1889), Ordóñez (1904 a) y Waitz (1910 a). Se trata de La Caldera y Xico.

19. La Caldera (287, XIX). Tiene forma elipsoidal irregular, con diámetros de 1 000 por 1 700 m. Su altura máxima relativa es de 220 m, con 2 500 msnm en el punto más alto. Se reconocen en él dos cráteres apenas separados por una cresta de unos 20 m de altura. El primer cráter tiene un fondo plano de forma circular, con un diámetro de alrededor de 350 m y un desnivel máximo, respecto a la cima, de 180 m; el borde superior tiene un diámetro de unos 800 m.

El segundo cráter, al sureste del anterior, es de fondo plano, forma ovalada irregular de unos 500 por 350 m y un diámetro, en su borde superior, de 700 m.

El volcán La Caldera es en sí un cono con dos cráteres de una misma edad, y está constituido de piroclastos. Aparentemente surgieron por explosiones freáticas.

20. Xico (301, XX). Se localiza también sobre la planicie lacustre, elevándose sobre ésta menos de 100 m; posee un diámetro de 1 500 m en su base, y se fusiona con otro volcán semejante (Xico Viejo). El primero posee un cráter de forma circular, con diámetro de 700 m en el fondo y 1 000 en el borde superior; su profundidad es de hasta 40 m. Alzate (1889) menciona que no se debe a las "erupciones de fuego subterráneo" sino, "habiendo quedado sin cimiento, sumió por la parte que halló hueco". Ordóñez (1904 a) considera al Xico Viejo como volcánico explosivo anterior, y al Xico como explosivo-freático.

Superficies de piroclastos (o de tefra)

Estas se originan por los depósitos piroclásticos que se producen en radios de varios kilómetros alrededor de un centro de erupción, cubriendo un relieve anterior (volcánico, lacustre, fluvial, etc.). Por la juventud de las manifestaciones volcánicas, estas superficies se conservan sin alteración por procesos exógenos de remoción y acumulación. Por lo general, no presentan fuertes espesores, de 1-2 metros a unos 10; en ocasiones interestratificadas con lavas de la misma eta-

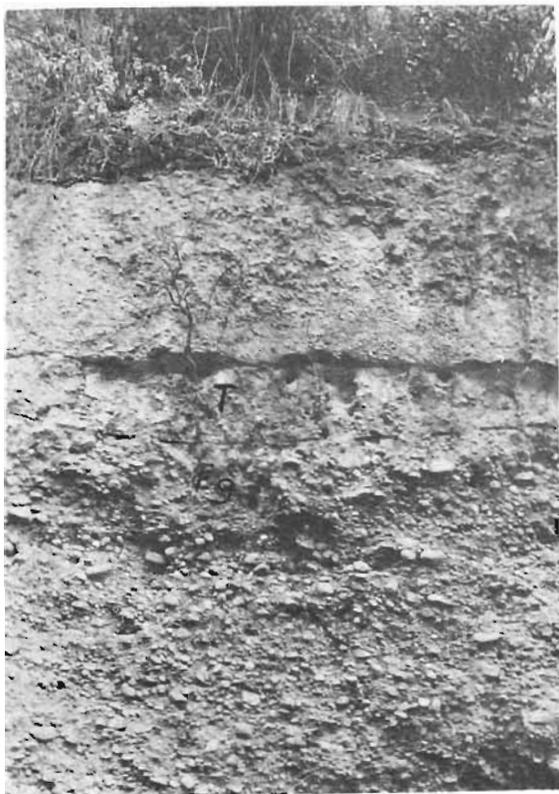


Fig. 5a. Una capa de tobas descansa sobre un fanglomerado. Piedemonte de la Sierra de Las Cruces.



Fig. 5b. Lahar. Se aprecian los detritos angulosos y sin clasificación.

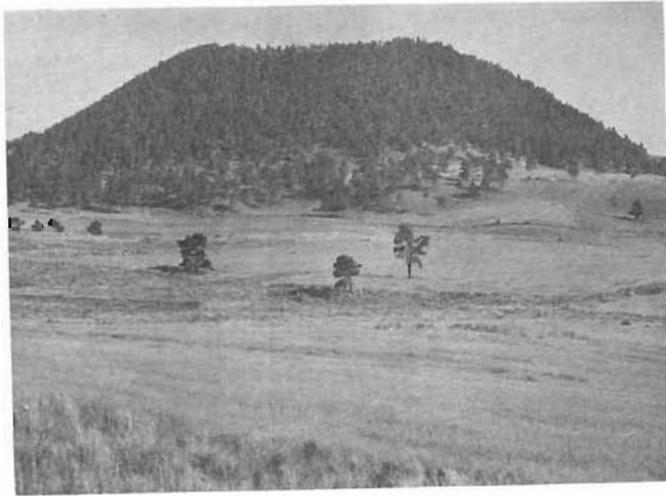


Fig. 6. Conos volcánicos de la Sierra Chichinautzin. De arriba a abajo: Tepeyehualco, Raíces y Pelado. En este último se aprecian: un cono, una gran colada de lava que cubre un relieve preexistente y, en primer plano, una planicie de piroclastos.



Fig. 7. Cráteres de volcanes en la Sierra Chichinautzin. De izquierda a derecha: Xitle y Molinal (arriba); Tepeyehualco y Ololica (abajo).

pa, de actividad volcánica. En plano son irregulares, de límites imprecisos por las sobreposiciones de materiales provenientes de distintos centros; aunque se reconocen también de formas más o menos circulares, rodeando al volcán que les dio origen.

Tienen una amplia expresión en la Sierra Chichinautzin, en ocasiones son pequeñas y aisladas; en otros casos, conjugadas, ocupando superficies de algunos cientos de km². Se pueden apreciar a ambos lados del parteaguas y extendiéndose al norte hasta la planicie lacustre (mapa geomorfológico, XXI). En ellas se desarrollan corrientes de poca profundidad y órdenes menores, aunque en ocasiones con fuertes concentraciones.

En la formación de estas planicies han tenido influencia no uno, sino varios volcanes como el Xitle, Pelado, Acopiaco, Tehutli, Tláloc y otros. Hay volcanes, como el Mezontepec (XXII) y el Oyameyo (XXIII), con lavas asociadas cubiertas de piroclastos. Es muy posible que estos depósitos provengan de volcanes posteriores cercanos. Generalmente, en este tipo de volcanismo las grandes emanaciones de lava se producen como evento final de la actividad volcánica.

Las superficies de piroclastos son casos aislados en las sierras de Las Cruces y Nevada-Río Frío.

Releve Volcánico Efusivo

Las emanaciones de lava que acompañan a la actividad volcánica originan formas muy diversas del relieve: laderas, mesas, coladas, lagos de lava, entre otras. Entre las formas jóvenes no modeladas por los procesos exógenos, destacan en el sur de la cuenca de México las extensas coladas de lava y otras menores, del tipo de mesetas, constituidas por lavas más viscosas. La mayor expresión de las formas volcánico-efusivas se reconoce en la Sierra Chichinautzin. En conjunto cubren una superficie de varios cientos de kilómetros cuadrados. Por su juventud no presentan una red fluvial integrada; por lo general, sólo corrientes aisladas, con extremos ciegos, fijas por las grietas. Aunque en conjunto son superficies de poca inclinación (4° a 12°), vistas

en detalle son escabrosas, con alternancia de depresiones y elevaciones (de hasta unos 15 m de diferencia vertical).

Sobre la petrología de las lavas podemos mencionar el trabajo más reciente que trata este tema, de Martin del Pozzo (1980). La autora citada reconoció en la Sierra Chichinautzin dacitas predominando sobre las andesitas y los basaltos.

Es un hecho que las lavas que afloran en la superficie están asociadas a algunos de los volcanes más jóvenes de la zona en estudio. Significa que no ha habido erupciones posteriores cercanas, ya que la formación de un volcán significa una gran acumulación de material piroclástico en su cercanía.

A continuación se hace una breve mención de las principales coladas de lava, y en la tabla No. 2 se indican sus parámetros principales.

1. Del Xitle (XXIV). Es seguramente la mejor conocida, tratada en estudios de Waitz (1910 b), Wittich (1919), Ordóñez (1895), Mooser (1974), Badilla (1977), Enciso de la Vega (1979), Martin del Pozzo (1980). Estos autores tratan la petrología y las estructuras de la lava y el microrrelieve.

Hacia el sur de la Ciudad de México se encuentra la pirámide de Cuicuilco cubierta por las lavas del Xitle. Aquí, Libby (1953) estableció su edad en unos 2 200 años, por análisis de materia orgánica por medio del método del carbono catorce.

Los extremos del norte de la lava alcanzaron la planicie lacustre, y al avanzar la ciudad hacia el sur se ha ido transformando el relieve original; la cubierta de lava ha sido rebajada o removida totalmente. Los frentes más alejados del volcán se encontraban ligeramente al norte de la avenida Taxqueña, en Coayoacán. La reciente construcción de la estación del Metro "Çopilco" exigió la remoción total de una gran masa de roca volcánica (unos 6-10 m de espesor) hasta dejar al descubierto los sedimentos lacustres.

La lava debe haber surgido por bocas contiguas al volcán, como

Tabla No. 2. Coladas de lava principales en la zona en estudio y parámetros de las mismas.

PERTENECIENTE AL VOLCAN	LOCALIZACION (FIG. 4)	LIMITES ALTITU- DINALES EN MSNM	DIMENSIONES LINEALES KM	SUP. KM ²	PENDIENTE EN GRADOS
1 Xitle	6-F	2980 - 2240	13, longitud	72	12,4,1
2 Pelado	6-I	3460 - 2800	7.5, radio	64.5	12,7,4
3 Chichinautzin	8-J	3350 - 2600	11, radio	118	12,6
4 Cuautzin	9-I	3200 - 2500	3 a 6.5, radio	34	12,6
5 Tlaloc	11-J	3540 - 2850	6.5, radio; 8, long.	82	8
6 Ayaqueme	13-H	3000 - 2240	7 y 2, radio	85	10
7 Papayo	19-E	3400 - 2700	10 al E y W	89	12,6
8 Guadalupe	11-E	2550 - 2240	2 a 4, radio	37	10,6
9 Yololica	7-G	2550 - 2300	4 por 4	12	6,2
10 Tabaquillo y la Gloria	5-J	3200 - 2750	7.5 y 11	25	6,1
11 Raíces	5-J	3100 - 2700	5.5 por 4	26	7
12 Santa María Nativitas	9-G	2650 - 2240	6.5	26	6,3
13 El Agua	12-J	3300 - 1940	9.5 por 2	19	6
14 Pelagatos	12-J	2940 - 2660	11	8	6,1
15 Cuatpe1	15-J	2500 - 2200	6.5, longitud	28	6,3
16 Jumento	4-H	3650 - 3550	3 por 1	3	6,3
17 Ocusayo	10-I	3100 - 2450	2 a 7.5 por 2.5	13	6

ocurrió en el Parícutin. Este debe ser el caso de la mayoría de las coladas de lava de la zona en estudio.

2. Del Pelado (XXV). Muy semejante a las del Xitle, con rasgos de una gran juventud, posiblemente holoceno.
3. Del Chichinautzin (XXVI). Se extendieron hacia la vertiente sur de la Sierra. Cubren parcialmente las rocas antiguas de la Formación Tepoztlán. Forman pendientes fuertes y escarpes de localidades, resultado aparente del relieve preexistente que cubren. También posiblemente holocénicas, rodean varios conos volcánicos anteriores.
4. Del Cuautzin (XXVII). Cubre a varios conos volcánicos.
5. Del Tlálloc, Sierra Chichinautzin (XXVIII). Mismas características.
6. Del Ayaqueme (XXIX). Cubre una antigua zona deprimida, posible desagüe pleistocénico de la cuenca de México, hacia el sur.
7. Del Papayo (XXX). La más joven de la Sierra de Río Frío (en sus límites con la Nevada).

Otras coladas de menores dimensiones, con una expresión muy clara en el relieve, son las siguientes: del volcán Guadalupe, en la Sierra de Santa Catarina (XXXI); del Yololica (XXXII) cubierta parcialmente por los piroclastos del Xitle; las mesas El Tabaquillo y La Gloria (XXXIII) en Zempoala, expresión de un volcanismo con magmas más viscosos; de Santa María Nativitas (XXXIV), todo un sistema de coladas de lava semejantes a las anteriores (mesas) originadas a partir de volcanes de lava, de las que se aprecian varios flujos; del Cerro El Agua (XXXV), situada en lo que pudo haber sido un antiguo desagüe hacia el sur; del volcán Cuatépel (XXXVI), un caso semejante al anterior; del Jumento (XIII), un caso aislado en la Sierra de Las Cruces.

Esta breve descripción nos permite reconocer las zonas más jóvenes del relieve del sur de la cuenca de México, inferir la topografía preexistente e, incluso, algunos procesos interesantes tales como la extensión de los antiguos lagos, escurrimientos fluviales, etc.

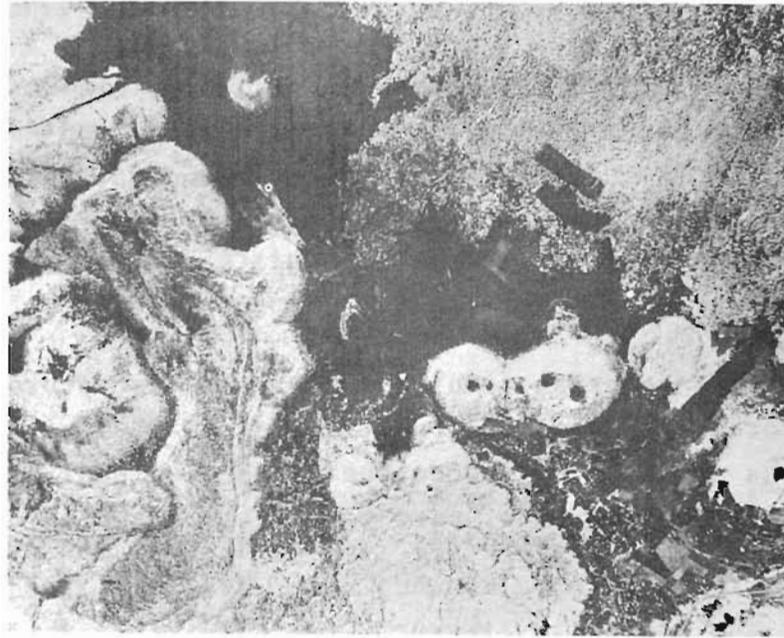


Fig. 8. Volcanes cineríticos con cráter y coladas de lava. En tonos oscuros se aprecian los depósitos.

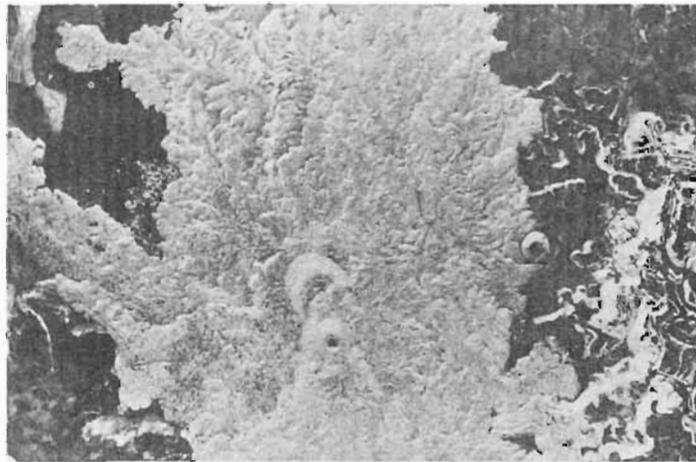


Fig. 9. Una gran colada de lava originada por varias emanaciones. Se extiende sobre una planicie de piroclastos. Se aprecian algunos volcanes semicubiertos por la lava.

Relieve Efusivo-explosivo

Son comunes también las formas asociadas originadas por procesos explosivos y efusivos, como las coladas de lava con una cubierta de piroclastos, no lo suficientemente gruesa como para ocultarla. Se interpreta este fenómeno como originado por distintos centros eruptivos, y en distintas épocas. Tienen una amplia representación en la Sierra Chichinautzin.

Además, se encuentran también los grandes estratovolcanes, originados por procesos combinados, repetidos en el tiempo, explosivos y efusivos. Se ha excluido el Popocatepetl que bien podría quedar comprendido en esta clasificación, pero es más apropiada la que se le atribuye de estratovolcán piroclástico.

Estratovolcanes principales

1. Tláloc (276, XXXVII), Sierra de Río Frío. De forma cónica, alcanza una altura de 4 120 msnm y está constituido por lavas del tipo de las andesitas, dacitas y riodacitas; se le atribuye edad cuaternaria (Mooser, 1975).
2. Telapón (279, XXXVIII). Vecino del anterior, es muy semejante en morfología y constitución de lavas y piroclastos.
3. Ajusco (66, XXXIX). Es considerado como volcán cuaternario, aunque formado en varias etapas de actividad. Sus laderas de fuerte inclinación se ven afectadas por procesos gravitacionales intensos. Está constituido principalmente por andesitas porfídicas (Martin del Pozo, 1980).
4. Iztaccíhuatl (255, XL). La tercera montaña de México, por su altitud, pero de morfología distinta. Es un volcán originado por varias etapas de erupción; alargado de norte a sur, presenta tres cimas principales: Cabeza (5 140 m), Pecho (5 280 m) y Rodillas (5 000 m). No se aprecian formas precisas equivalentes a centros de erupción, en apariencia han sido transformadas por la erosión. En sus laderas escarpadas se llevan a cabo intensos procesos erosivos. Se le atribuye una

edad cuaternaria (Mooser, 1975).

Lo expuesto en este tema del relieve endógeno permite apreciar el extraordinario desarrollo que ha tenido el volcanismo cuaternario en el sur de la cuenca de México. Mucho más intenso que en el resto de la cuenca, con un gran volcán compuesto (Popocatepetl), activo en la actualidad. Es, al mismo tiempo, una de las zonas más dinámicas del Sistema Volcánico Transversal.

RELIEVE ENDOGENO-MODELADO

En esta categoría quedan comprendidas las formas del relieve originadas por procesos endógenos -tectónicos, volcánicos- que no conservan su aspecto original, sino que han sido transformadas sustancialmente por la actividad exógena. Ya que tratamos de una zona volcánica, las formas del relieve endógeno-modelado pertenecen al tipo volcánico-erosivo (o volcánico-denudatorio).

El modelado de las formas volcánicas depende de muchos factores: edad de las rocas y tiempo que han permanecido a la intemperie, litología (tipo de roca, textura, extensión en sentidos horizontal y vertical, etc.), estructura geológica, pendiente del terreno, condiciones climáticas, actividad del hombre, grado de fractura de las rocas, etc.

Todos estos factores influyen en un grado determinado sobre los procesos exógenos, pero difícilmente se pueden jerarquizar, ni tampoco pueden considerarse aislados. En cualquier caso, el modelado del relieve debe estudiarse considerando a los diversos factores mencionados en una relación estrecha.

Relieve volcánico-erosivo

Las formas representativas se encuentran principalmente en las cadenas montañosas volcánicas anteriores al cuaternario, como las sierras de Las Cruces, Zempoala, Tepoztlán y parcialmente en la Nevada-Río Frío. También se incluyen algunos afloramientos aislados, como Xochitepec, cubierto por las lavas recientes de la Sierra Chichinaut-

zin. Se reconocen dos tipos de formas de este relieve: laderas y superficies de parteaguas.

Laderas montañosas volcánico-erosivas

En la Sierra de Las Cruces ocupan una superficie considerable, en especial en su vertiente oriental, la que corresponde a la cuenca de México. Se reconoce por arriba del límite superior del piedemonte, hacia la línea divisoria principal. Se trata de laderas de material volcánico, lavas y piroclastos, originalmente con una pendiente de 12° , pero actualmente cortadas por una densa red de barrancos (cañadas) profundos que dejan entre sí superficies estrechas de parteaguas. En la escala del mapa geomorfológico -1: 100 000- no es posible delimitar a éstas, por lo que resultan grandes áreas marcadas con este tipo de relieve.

En las laderas en cuestión, de la Sierra de Las Cruces, y las que se mencionarán posteriormente, el proceso erosivo-fluvial, tanto vertical como lateral, ha tenido un amplio desarrollo. No sólo se han cavado valles montañosos de más de 200 m de profundidad, sino que, por el retroceso lateral de sus laderas, se han fusionado dando lugar a formas complejas.

Otro ejemplo de este tipo de relieve se reconoce en la Sierra de Zempoala (XLI) que asoma en el extremo suroccidental del mapa geomorfológico. Se trata de una estructura volcánica compuesta por rocas intermedias y básicas, en apariencia más antiguas que el cuaternario, en donde la erosión fluvial y los procesos gravitacionales han llevado a cabo una acción de modelado que impide reconocer los rasgos originales.

En la Sierra del Tepozteco (XLII), que también se presenta sólo parcialmente en el sur del mapa, la erosión ha actuado más que en cualquiera otra de las unidades geológicas. En apariencia, originalmente era una gran estructura continua formada por acumulaciones volcánicas. Debido a su edad, anterior al plioceno, y a su estructura incoherente, la erosión pudo llevar a cabo una gran acción de modelado, de tal maneo

ra que ha sido convertida en una serie de peñascos con perfiles escalonados, unidos en sus porciones inferiores, o, bien, totalmente desmembrados.

Sobre el origen de esta estructura, conocida como Sierra de Tepoztlán o del Tepozteco, se ha mencionado su posible origen acumulativo a partir de grandes acarreos de materiales detríticos provenientes de la vertiente sur de la cuenca de México (Ochoterena, 1978). Las observaciones que hicimos en esta zona no nos inclinan a apoyar esta hipótesis por las siguientes razones:

1. La litología de la estructura de Tepoztlán es esencialmente de material volcánico, tobas y brechas, como fue señalado por Wittich en 1918 y por Ordóñez en 1938. Es natural que haya depósitos intercalados de fanglomerado, lahares e, incluso, aluvión, puesto que se debió tratar de una estructura montañosa volcánica de dimensiones mayores la que se desarrolló en etapas alternas de acumulación volcánica y de erosión, y acumulaciones exógenas en la misma estructura.
2. Es muy difícil establecer la antigua fuente de suministro de material para que se produjeran tan grandes acumulaciones. La Sierra Chichinautzin no existía como tal, aunque pudo haber elevaciones de menor magnitud. Esto conduce a la consideración de que no hay proporción entre el material acumulado y su posible fuente de suministro.
3. La Sierra de Tepoztlán no presente ninguna morfología semejante a los depósitos de acarreo que dan lugar a conos de deyección o mantos extendidos con una pendiente suave. Al ser transformados por la erosión surge un relieve de lomeríos, pero no de peñascos de grandes dimensiones.
4. Las rocas de la unidad geológica de Tepoztlán, de ser de origen fluvial se encontrarían, seguramente, extendiéndose mucho más al sur.
5. El nivel de base actual de la cuenca de México (2 240 m) es menor que el de algunas cimas de la Sierra de Tepoztlán que alcanza más de 2 400 msnm. Hay que considerar que en el pasado geológico el nivel de la cuenca era más bajo y la Sierra más alta (en parte está cubierta



Fig. 10. Peñascos de la Sierra de Tepoztlán.

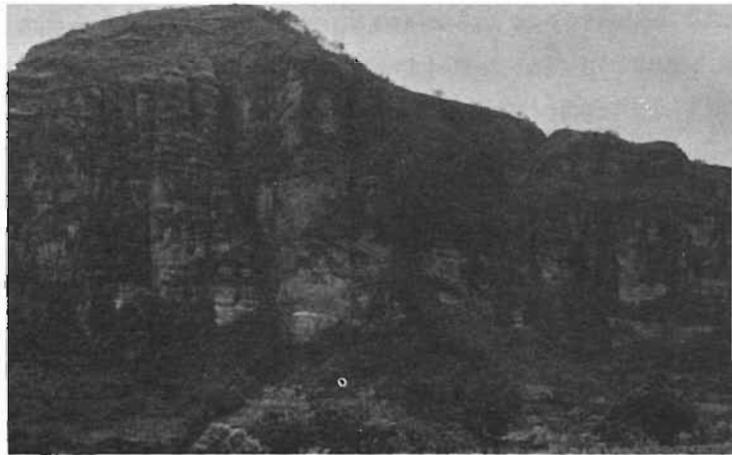


Fig. 11. Forma característica de la Sierra de Tepoztlán. Al pie del escarpe se forman mantos coluviales.

por lavas jóvenes y la expuesta se ha reducido por erosión). Esto hace imposible las acumulaciones exógenas del tipo de conos de deyección.

Es interesante que la Sierra de Tepoztlán se encuentre asociada a dos unidades geológicas distintas: las calizas cretácicas que afloran formando cadenas montañosas hacia el sur, y las vulcanitas pleistocénicas de la Sierra Chichinautzin. Esto permite suponer que se trata de un conjunto montañoso volcánico terciario que se extendía hacia la actual cuenca de México. Su extremo sur permaneció en una zona prácticamente ajena al volcanismo (lo atestiguan las rocas sedimentarias), lo que favoreció el desarrollo de los procesos del intemperismo y la erosión que fueron modelando el relieve.

En resumen, consideramos que la Sierra de Tepoztlán es de origen volcánico-acumulativo esencialmente, sin excluir los procesos normales, en la formación de estos relieves, de acumulaciones locales de fanglomerado, lahar y aluvión.

La otra zona de relieve volcánico-erosivo se presenta en la Sierra Nevada, en las laderas inferiores de los grandes volcanes en los que, aunque son de litologías jóvenes, sobre todo en el Popocatepetl, las condiciones oroclimáticas y el material no consolidado han permitido un fuerte desarrollo de los procesos erosivos (gravitacionales) y los erosivo-fluviales.

En estas laderas de los grandes volcanes se pueden diferenciar dos niveles de relieve volcánico-erosivo. El primero ocupa la porción superior de las montañas, aproximadamente hasta los 4 700-4 900 msnm, o sea, hasta los frentes de los glaciares y los mantos permanentes de nieve. Su límite inferior se encuentra a una altitud promedio de 4 400 msnm, con variaciones, según la exposición de las vertientes. El modelado que se ha producido en estas laderas ha estado influido por varios factores.

a) Antiguos procesos glaciares y niveles que en otras épocas se extendieron a cotas más bajas. Por las formas del relieve glacial presentes se ha establecido (por varios autores como White, Lorenzo y otros) que prácticamente todo este límite altitudinal estuvo afectado por los

mencionados procesos de fines del pleistoceno.

b) Procesos nivales actuales. Estos no son permanentes en el curso del año. Se producen con relativa intensidad en las estaciones de mayores precipitaciones, en el verano y parte del otoño e invierno, cuando descienden los mantos de nieve a cotas inferiores. Además, el derretimiento de la nieve y el deshielo en la zona de ablación proporciona flujos de agua superficial y subterránea que contribuye al modelado de las vertientes.

c) La pendiente original del terreno. Ya que se trata de grandes estratovolcanes, su pendiente en las porciones superiores es fuerte, de más de 30°, elemento que por sí mismo, y en una estructura donde predominan los materiales no consolidados y lavas muy fracturadas, favorece el desarrollo rápido de los procesos erosivos.

d) Otros, como el clima (frío-húmedo con cambios bruscos de temperatura), ausencia de vegetación, etc.

En el Popocatepetl, aun cuando la erosión se está produciendo con fuerte intensidad, en sus laderas superiores, éstas conservan su forma original. En ellas tienen desarrollo numerosos barrancos en una red radial, y procesos gravitacionales como deslaves, corrimientos de tierras, derrumbes, etc.

En el Iztaccíhuatl este nivel altitudinal de las laderas muestra un modelado considerablemente mayor. A diferencia del anterior, las lavas ocupan superficies considerables. Esto se aprecia hacia ambas vertientes, oriental y occidental, con fuertes inclinaciones y paredes verticales. La disección se aprecia especialmente a lo largo de las fracturas originales de la ladera, o entre los espacios que quedan entre dos estructuras.

Esta presencia de las lavas, en gran parte al descubierto, se puede explicar por una remoción que deben haber tenido los materiales piroclásticos no consolidados -incluso aquellos depositados por las erupciones del Popocatepetl- que normalmente tienen amplio desarrollo en las porciones superiores de los estratovolcanes.

Por abajo de la cota de 4 400 msnm -valor medio- se presenta una morfología distinta debido a que las intensidades de los procesos que han actuado en el tiempo, y en la actualidad, son distintas. Por ejemplo, la nivación actúa esporádicamente, en cambio, el escurrimiento fluvial es más intenso. Por esto, el modelado se manifiesta por una intensa disección vertical y en plano, lo que se aprecia incluso hacia las laderas inferiores del Popocatepetl, en rocas volcánicas de débil consolidación y jóvenes por su edad.

Existen otras localidades menores con un grado de erosión avanzado. Se trata de estructuras volcánicas antiguas que durante un tiempo prolongado estuvieron expuestas al intemperismo y la erosión. Son formas escasas y aisladas, puesto que el fenómeno volcánico ha sido continuo en el neógeno y cuaternario, de tal manera que las estructuras anteriores al plioceno se encuentran cubiertas en gran parte.

El Cerro de Xochitepec, al sur de la Ciudad de México (al pie de la Sierra Chichinautzin), es lo que se conoce como una ruina volcánica. Presenta laderas de pendiente fuerte hacia el sur, con un gran desarrollo del intemperismo que ha disgregado las rocas en alto grado; tiene forma de anfiteatro, donde son especialmente intensos los procesos gravitacionales. Hacia el norte esta estructura queda cubierta por las lavas recientes de la Sierra Chichinautzin, y vuelve a aflorar en una localidad cercana, más elevada, cerca de San Miguel Topilejo, D.F. (es atravesada por las carreteras que comunican la Ciudad de México con Cuernavaca, Mor.).

Superficies de parteaguas

Se trata de residuos de una ladera volcánica original que ha sido disecada por la erosión fluvial. Consiste en superficies estrechas, generalmente de menos de 250 m, constituidas por lavas, piroclastos o ambos materiales. Las que se han delimitado en el mapa geomorfológico se han interpretado precisamente como partes de laderas que han sido modeladas en grado mínimo, pero que resaltan por la disección que sufren las porciones contiguas.

No es el caso de las estructuras volcánicas más antiguas, como las sierras de Tepoztlán y Zempoala, donde las divisorias son límites más estrechas con una posición altitudinal que no es la original, por descensos que han tenido debido a las capturas fluviales.

Se pueden apreciar estas superficies de parteaguas en la Sierra de Las Cruces y en la de Río Frío. En esta última mejor conservadas por su constitución predominantemente de lavas, y en la primera de la vas y piroclastos, con dominio de estos últimos.

Si el relieve volcánico-acumulativo es una expresión de procesos endógenos de fines del cuaternario, el volcánico-erosivo representa una etapa -no forzosamente continua- de la nivelación de esas formas volcánicas.

RELIEVE EXOGENO

El desarrollo de los procesos exógenos en el sur de la cuenca de México no ha sido continuo en el tiempo, a manera de un ciclo irreversible. Ha estado condicionado por la actividad volcánica, en especial del cuaternario. Esta zona en estudio contrasta con el resto de la cuenca de México por dos factores: un volcanismo de fines del pleistoceno y del holoceno, muy intenso, y por la presencia de procesos nivales y glaciales. La erosión y la acumulación han sido interrumpidas continuamente por el volcanismo, por lo que no tiene lugar un desarrollo amplio de terrazas: un elemento clave en los estudios geomorfológicos para entender la evolución del relieve. Las formas más extendidas del relieve exógeno son las planicies lacustres y formas erosivas como barrancos y cañadas.

El relieve exógeno se subdivide en dos grupos principales: destructivo (erosivo o denudatorio) y constructivo (acumulativo) que, según los agentes que lo originan, puede ser fluvial, lacustre, eólico, glacial, etc.

Relieve Erosivo-fluvial

En la geomorfología se aplica el término erosión en dos sentidos, uno amplio y otro restringido. En el sentido amplio se refiere a todos los procesos exógenos que se encargan de remover partículas de la superficie terrestre, modelando el relieve por la acción de cualquiera de los agentes: agua, hielo, viento, etc. Denudación es sinónimo de erosión. En un sentido restringido, el mismo término se usa para referirse a los procesos gravitacionales acompañados, o no, por escurrimientos superficiales y subterráneos. Erosión fluvial o denudación fluvial significan un proceso de disección del relieve por la acción de las corrientes fluviales.

Este proceso de la erosión fluvial es sin duda, por su actividad actual, el más importante en la zona en estudio. La red fluvial se dispone con grandes diferencias en su configuración, densidad y profundidad de corte vertical. Estos problemas se trataron en un trabajo anterior (Lugo Hubp y Martínez Luna, 1980).

Debido al volcanismo joven, las formas erosivas se presentan frecuentemente como incipientes, de corta extensión, poca profundidad y de primero y segundo orden, o relativamente altos, en algunas localidades, de hasta cuarto o quinto orden. Las densidades máximas son de 3 a 3.5 km/km² (longitud de talwegs por unidad de superficie), y las profundidades de erosión de hasta 300-400 m. Las configuraciones de la red fluvial están controladas por las zonas geomorfológicas: planicie de nivel de base, piedemonte y las elevaciones montañosas, aisladas o en conjunto.

El mayor desarrollo, en todos sentidos, de la red fluvial, se presenta en las elevaciones montañosas y el piedemonte de las sierras de Las Cruces y Nevada-Río Frío. En éstas predominan las redes paralelas-puniformes que cortan transversalmente a los conjuntos montañosos. Se aprecia una mayor antigüedad de la red de la Sierra de Las Cruces por una mayor disección de las estructuras volcánicas. En la Sierra Nevada, aun cuando tiene un amplio desarrollo el proceso erosivo, las formas muestran mayor juventud debida a interrupciones recientes del proceso de erosión.

En la Sierra Chichinautzin, por el contrario, la red fluvial no ha alcanzado un desarrollo que defina cuencas fluviales amplias. Aquí predominan las corrientes de órdenes menores, poca longitud y profundidad. Sólo en pequeñas localidades se concentran porque son favorecidas por factores litológicos (material volcánico no consolidado en pendientes fuertes).

La planicie lacustre de la cuenca de México, sobre todo en su parte sur, se convierte en receptora de las corrientes montañosas que en el pasado originaron mantos acumulativos. Actualmente, este proceso se ha alterado artificialmente, hacia el occidente de la Ciudad de México, por la urbanización.

Dada la variación que tienen las formas lineales de erosión fluvial en el sur de la cuenca de México, es conveniente considerar el proceso complejo que siguen en su evolución.

De acuerdo con Sóbolev (Gorshkov y Yakushova, 1978) se presenta el siguiente esquema evolutivo en los barrancos. Inicialmente se forma un vertedero, o surco de lluvia, por el escurrimiento en forma lineal (escorrentía). Son de poca profundidad, de unos 50 cm más o menos, con un perfil longitudinal irregular debido a su débil modelado.

En una segunda etapa se forma el salto de cabecera, con lo que el surco crece longitudinalmente por la erosión remontante que se produce por los escurrimientos y movimientos gravitacionales en la escarpada cabecera del surco, ya en una etapa que permite considerarlo en la categoría de barranco. Este presenta profundidades de unos cuantos metros, hasta 25, 30 o más; su perfil longitudinal es irregular, escarpado, y en él predomina la erosión vertical; al mismo tiempo surgen escorrentías en sus laderas empinadas, con frecuencia asimétricas, lo que, aunado a la socavación de la base de las laderas favorece los procesos gravitacionales (derrumbes).

En la tercera etapa el cauce del barranco se aproxima al nivel de base de erosión, con lo cual la erosión vertical disminuye y se incrementa la lateral, dando lugar a que el barranco pase a un ensancha

miento constante, formando una llanura de inundación a los lados del cauce.

La cuarta y última etapa es la de extinción del barranco: cesa su crecimiento por erosión remontante, se suaviza la cabecera y la erosión lateral provoca la unión, entre sí, de los barrancos (generalmente dispuestos en redes paralelas o radiales).

No forzosamente el barranco termina en una extinción, como se ha expuesto, sino que puede pasar de la tercera etapa a otra, cuando la erosión vertical alcanza el nivel de las aguas subterráneas. En este caso, el barranco se convierte gradualmente en un valle fluvial.

Todo lo anterior tiene gran importancia, ya que este esquema evolutivo es característico de la zona en estudio. Prácticamente todas las etapas se encuentran presentes en esta porción de la cuenca de México. El proceso de desarrollo de los barrancos es propio de las regiones volcánicas jóvenes y se produce con una intensidad considerablemente amplia. A partir de esto es posible hacer una descripción general de las formas erosivas de la cuenca de México en su porción sur.

Las formas incipientes de erosión fluvial se reconocen por numerosas corrientes, muchas veces aisladas, sin comunicación con un sistema definido, o integradas a pequeñas cuencas fluviales, o como afluentes de primero y segundo órdenes de cuencas mayores. Cuando se desarrollan en material no consolidado -laderas de volcanes piroclásticos- generalmente presentan una fuerte concentración, en un área reducida, a manera de surcos o barrancos de poca profundidad. Se trata, en estos casos, de formas erosivas con un crecimiento rápido. Es muy común que su nacimiento sea provocado por la acción del hombre: trazo de veredas o caminos, canales, deforestación, etc., dando lugar a zonas de escurrimiento, en las que rápidamente se forma un cauce.

Se da también otro caso, de corrientes de poca longitud, aisladas, pero con una profundidad incluso hasta de 5 m, comunes en las coladas de lava jóvenes, como las de los volcanes Chichinautzin, Pelado, Papayo, etc. Estas se deben no tanto a un proceso de erosión fluvial, sino se trata de corrientes temporales controladas por las grietas de

las coladas de lava. En este tipo de erosión fluvial su dinámica es mucho más lenta que cuando se produce en los piroclastos. Las grietas fijan temporalmente a las escorrentías cuando hay fuertes precipitaciones, ya que, por otro lado, se trata de estructuras con gran permeabilidad, por lo que el agua pasa en mayor cantidad a la infiltración que al escurrimiento. Sin embargo, en las paredes de las grietas tiene lugar un proceso de intemperismo químico por la acción del agua sobre las rocas básicas.

Las formas erosivas comprendidas en la categoría de barrancos tienen amplia difusión en la zona en estudio. La presencia de los barrancos en segunda etapa de desarrollo se presenta con un claro carácter zonal. Esto especialmente en los mantos de piedemonte, constituidos por materiales de acarreo y de acumulación volcánica, y en los volcanes jóvenes compuestos por materiales piroclásticos. Como ejemplos de lo anterior se pueden mencionar los siguientes puntos.

1. Un conjunto de volcanes cuaternarios (XLII) que se presentan hacia el extremo oriental de la Sierra de Santa Catarina, con una red radial de barrancos de longitudes de hasta 3 km y profundidades del orden de 20-40 m, aunque en algunas cabeceras se incrementa el valor a 60-80 m.

2. La Sierra Chichinautzin. En toda su extensión, la erosión fluvial se presenta sólo con carácter incipiente, aunque es más intensa en la vertiente sur, donde las corrientes se integran a pequeñas cuencas que gradualmente van creciendo laderas abajo, integrándose algunas decenas de kilómetros más adelante, en los afluentes del río Amacuzac, afluente del Balsas.

En la vertiente septentrional de la Sierra Chichinautzin el desarrollo de la erosión fluvial es considerablemente más débil. Prácticamente no hay sistemas hidrológicos bien definidos. Predomina la infiltración; las corrientes temporales son en su mayoría de primero y segundo órdenes; se presentan en redes radiales y paralelas; la profundidad de erosión es débil, generalmente menor de 10 m y de corta extensión longitudinal, menor de 5 km.

3. La Sierra de Las Cruces y el piedemonte. En este conjunto montañoso se presenta uno de los sistemas fluviales más activos de la cuenca de México. Consiste en una fuerte concentración de valles montañosos (cañadas) profundos, en promedio del orden de 80-120 m; en casos aislados superan los 300 m.

En la figura 12 se representan las cañadas principales de la Sierra de Las Cruces. Destacan entre éstas la del Silencio, con un corte vertical de más de 400 m. Las de San Francisco y San Juan, con profundidad de más de 200 m y cabeceras amplias; son afluentes del río Hondo. Una de las cañadas mayores nace en las faldas del Cerro de San Miguel y posee un circo de erosión de gran amplitud: 3.5 por 2 km, con un corte vertical de 400-500 m (XLIII). En la misma zona nacen las cañadas de Las Ventanas y Los Pericos, cuyos arroyos son afluentes del río La Magdalena, que escurre por el contacto de las rocas terciarias de la Sierra de Las Cruces y las lavas recientes de la Sierra Chichinautzin.

Hacia la zona del parteaguas de la Sierra de Las Cruces se aprecian 19 circos de erosión en una longitud de 29 km, que son amplias, en promedio de 1.5 km. Muchas de estas cañadas poseen corrientes permanentes por una buena alimentación hídrica resultado de fuertes precipitaciones medias anuales superiores a los 900 mm.

En el piedemonte, la red fluvial, aunque es continuación de la Sierra, tiene características distintas. Está cortada por una red densa de barrancos y cañadas con cortes profundos, de 40 a 100 m en promedio. Algunas son continuación de las que nacen en las partes altas de las vertientes, otras sólo llegan con su cabecera a la parte superior del piedemonte, como producto de un desarrollo por erosión remontante.

Predomina en el piedemonte la erosión vertical y, paralelamente, entre las formas erosivas se extienden superficies estrechas de parteaguas que se han aprovechado para el trazo de avenidas. Los barrancos se extienden menos de 10 km, que se pueden considerar como formas transicionales a la categoría de valles montañosos o cañadas. Laderas abajo disminuye la intensidad de la erosión vertical, por aproximación al nivel base de erosión. Se reconocen en el mapa 21 desemboca

duras, con mucha dificultad, ya que en su gran mayoría han sido canalizadas.

El desarrollo que ha tenido la erosión fluvial en la Sierra de Las Cruces ha sido favorecido por una relativa estabilidad respecto al volcanismo.

4. La Sierra Nevada-Río Frío y el piedemonte. En comparación con la anterior se puede apreciar que el proceso erosivo tiene menor desarrollo, lo que se explica por mayor actividad volcánica a lo largo del cuaternario, cuyo máximo exponente es el Popocatepetl. En la Sierra de Río Frío es característica una red radial de valles erosivos y profundos, del orden de 150-200 m, originados por una erosión remontante.

En la estructura montañosa se incrementa la profundidad y amplitud de los valles erosivos, aunque la distancia entre ellos es considerable, lo que permite una buena delimitación de los mismos en el mapa geomorfológico. Hay dos tipos principales de erosión fluvial en la Sierra de Río Frío: una de débil desarrollo que han llevado a cabo numerosas corrientes, generalmente de primer orden, que han provocado cortes de 10-20 m. Un segundo tipo es el de cañadas profundas, con longitud media de 7-10 km, generalmente formadas a lo largo de fracturas.

La vertiente occidental de la Sierra de Río Frío está cortada por 10 cañadas principales (Fig. 13 a). Todas encuentran continuación cortando el piedemonte. Las siete primeras desembocan hacia la planicie del lago de Texcoco, mientras que las restantes lo hacen hacia el lago de Chalco.

En la vertiente opuesta, la oriental, se aprecia también una fuerte disección muy semejante a la antes descrita. Las cañadas más importantes se muestran en la figura 13a y son siete. Presentan profundidades de 100-200 m, longitudes de 4-8 km, y fuertes procesos actuales de erosión vertical y remontante. Laderas abajo se van concentrando y llevan sus aguas hacia la población de San Martín Texmelucan, Pue.

La disección en el flanco occidental de la Sierra Nevada (Fig.

13b) es compleja: se presentan lo mismo zonas de valles erosivos profundos que otras con erosión incipiente. Es especialmente importante por sus recursos hidrológicos. Son cinco las cañadas principales: Cosa Mala, El Negro, Tzotquintzinco, Huehuetzotla y Nexpayantla. Esta última es la de mayor profundidad en toda la zona en estudio, hasta 500 m, pertenece a la cuenca del Balsas y se sitúa inmediatamente al parteaguas de la cuenca de México; nace en las faldas del cono volcánico del Popocatepetl, entre los 3 900 y 4 900 msnm, a manera de un gigantesco circo de erosión. Su desarrollo ha sido favorecido por varios factores: aguas de deshielo, fuerte pendiente, precipitaciones pluviales intensas, presencia de material de poca consolidación, un fuerte gradiente entre la cabecera y la planicie de piedemonte (150 m/km).

Hacia el sur de la cañada de Nexpayantla se reconocen otras cuatro con desarrollo en material tobáceo, con profundidades de 100-160 m, longitudes hasta de 6 km, pero con una intensa erosión vertical, lateral y remontante.

El flanco oriental de la Sierra Nevada está disecado por numerosas formas erosivas profundas que nacen en las proximidades de la línea de parteaguas, con circos reducidos pero muy activos. Se extienden unos 6-8 km hasta alcanzar el piedemonte, donde continúan a manera de barrancos profundos, para desembocar en la planicie acumulativa hacia la población de Huejotzingo, Pue.

La vertiente oriental del Iztaccíhuatl presenta una disección mayor que el resto de la Sierra Nevada. Aunque se puede observar que esto se debe no sólo a la acción de las aguas de escurrimiento, sino a los accidentes naturales del terreno provocados por las emanaciones jóvenes de lava. Está cortada por seis cañadas profundas que nacen en las partes altas, entre los 4 500 y 4800 msnm. Presentan perfiles longitudinales y transversales muy accidentados, resultado de alteraciones por acumulaciones volcánicas recientes; sus profundidades varían mucho, de 60 a 300 m, en promedio de 100-200 m.

El frente norte del Iztaccíhuatl está cortado por tres cañadas

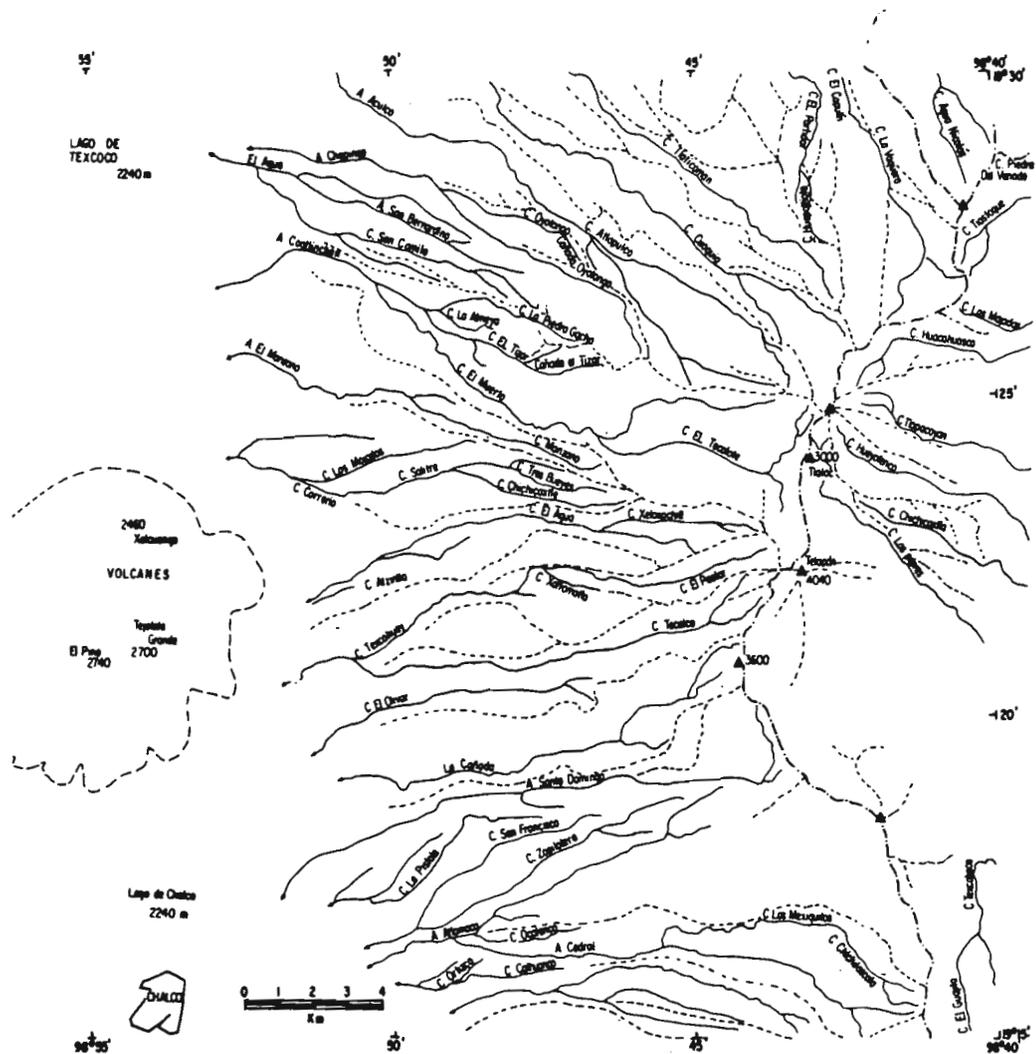


Fig. 13a. Corrientes fluviales principales en la Sierra de Río Frío.

principales: Tlacopaso, Mextitla y Tlatzala. Todas son profundas, de 100-200 m, y sus aguas escurren hacia la población de San Martín Texmelucan, Pue.

El volcán Popocatepetl está cortado por una red radial de barrancos que, a excepción de la cañada de Nexpayantla, son todavía poco profundos, pero de gran dinámica.

Las desembocaduras de las corrientes fluviales hacia la cuenca de México, provenientes de la Sierra Nevada-Río Frío, reconocen en la porción norte hacia el lago de Texcoco, mientras que hacia el sur, al lado opuesto, en dirección al lago de Chalco. Entre estas dos zonas se disponen las elevaciones montañosas extensión de la Sierra de Santa Catarina. Observando la morfología, la red fluvial, y con apoyo en la geología, se puede sustentar la idea del antiguo desagüe hacia la cuenca del Balsas, siguiendo una dirección paralela a la Sierra Nevada, como ha sido expuesto por varios autores, entre los más recientes Gasca y Reyes (1977).

La erosión fluvial se produce con una intensidad considerable en el piedemonte de la Sierra de Río Frío. Los barrancos muestran rasgos de una formación muy reciente, pero las observaciones cuidadosas de los mismos permiten considerarlos como formas antiguas que han sido rellenadas parcial o totalmente por las continuas erupciones volcánicas.

El parteaguas de la cuenca de México, al sur de la población de Amecameca es muy inestable: se aprecia una tendencia de desplazamiento de él hacia el norte, por capturas fluviales.

La descripción sobre las formas erosivas de las estructuras montañosas situadas en la zona en estudio, permite considerar un ciclo de desarrollo que sigue la secuencia que se expone a continuación.

1. Una erosión incipiente en dos condiciones distintas: en materiales volcánicos no consolidados (en superficies de poca inclinación y laderas de volcanes) y en lavas. En el primer caso se produce la erosión fluvial con gran velocidad, formando barrancos. En el segundo;

el proceso es más lento, por mayor resistencia de la roca y por una permeabilidad alta. En esta etapa se han formado barrancos de poca profundidad.

2. Predomina la erosión vertical, con desarrollo parcial de la erosión lateral. Las formas características son los barrancos de más de 20 m de profundidad, y los valles montañosos características de las sierras de Las Cruces y Nevada y sus piedemonte.

3. Se produce la fusión de barrancos y cañadas por el desarrollo de circos en la cabecera y las márgenes. Se reconocen en localidades de las sierras de Las Cruces y Nevada.

4. Continúa la fusión de valles montañosos, conduciendo al rebajamiento gradual de los parteaguas y al modelado del perfil longitudinal de los valles. Es el caso de las sierras de Zempoala y el Tepozteco.

Cualquiera de estas etapas puede verse interrumpida bruscamente por la actividad volcánica, fenómeno que se puede ilustrar con varios ejemplos: las lavas del volcán Papayo cubriendo un piedemonte disecado; las del Chichinautzin que cubren a los peñascos de Tepoztlán, etc.

Relieve Erosivo Glacial

Las formas del relieve que se originan por la acción de los hielos son muy especiales en la zona en estudio. Los glaciares, con sus límites inferiores a 4 900 msnm, son del tipo de los volcánicos de climas subtropicales. Su presencia está condicionada al desarrollo de grandes volcanes que alcancen la quionosfera. La nivelación de estas montañas se produce con una gran velocidad, por el gran desarrollo que alcanza el intemperismo, los procesos gravitacionales, niveles, glaciales, etc.

Esta relación volcanismo-erosión es uno de los casos más claros en que se puede apreciar la lucha de los procesos antagónicos endógenos y exógenos, creadores y niveladores, variando sus intensidades, continuamente, en el tiempo.

A fines del pleistoceno, la línea de las nieves permanentes se encontraba en un nivel considerablemente más bajo; por lo mismo, las formas antiguas de origen glacial han pasado a ser afectadas por otros procesos tales como los gravitacionales y los fluviales. También el volcanismo reciente las ha alterado, sobre todo en el Popocatépetl.

La descripción más completa que se tiene de los glaciares de México se debe a Lorenzo (1964). Otros trabajos sobre el tema pertenecen a White (1954, 1956, 1962) y Blásquez (1961). Otros más antiguos son los de Ordóñez (1894 a), Weitzberg (1922), Priester (1927) y Robles Ramos (1944).

Los glaciares son de dimensiones relativamente pequeñas, difíciles de representar en una escala 1: 100 000, por lo que en el mapa se señalan sólo los más importantes (los mayores). Por otro lado, las investigaciones de Lorenzo se realizaron en los años de 1959-1960 y, habiendo transcurrido más de 20 años, los glaciares también han cambiado. Un fenómeno de transformación que ocurre en un tiempo tan corto sólo es atribuible a la influencia del hombre. Esto se tratará más adelante.

En el Popocatépetl, Lorenzo reconoce tres glaciares al noroccidente del cráter, formando una gran masa de hielo que ocupa una superficie de 0.72 km^2 . El mayor de ellos es el del Ventorrillo o Teopizcalco, entre los 5 360 y los 4 690 msnm, con un área de 0.4 km^2 . Bordean al anterior otros dos glaciares: al oriente, uno, del mismo nombre, entre los 5 250 y los 4 840 msnm, con una superficie de 0.2 km^2 ; y al occidente el noroccidental, situado entre los 5 400 y 5 015 msnm, cubriendo un área de unos 0.12 km^2 .

En el Iztaccíhuatl los glaciares son más numerosos, ya que se trata de una estructura volcánica mayor, con cimas niveladas (El Pecho, La Panza) que se convierten en cuencas de neviza que alimentan a los glaciares. Estos son pequeños en su mayoría y, de acuerdo con Lorenzo (op. cit.), son los siguientes.

1. De la Cabeza. Se sitúa entre las cotas 5 045 y 4 900 msnm, con movimiento hacia el norte, terminando en un escarpe. Ocupa una superficie aproximada de 0.014 km^2 .

2. Del Cuello. Entre las cotas de 5 000 y 4 760 msnm, tiene desplazamiento hacia la vertiente oriental; cubre una superficie de unos 0.05 km².
3. Ayolotepito. Nace cerca de la cima del Pecho, a 5 250 msnm, escurriendo al norte y posteriormente al este, hasta la cota de 4 760 msnm, cubriendo una superficie de unos 0.21 km².
4. Norte. Nace también cerca de la cima y se extiende al norte hasta la cota de 5 050 m, donde termina como glaciar colgante. Ocupa una superficie, aproximadamente, de 0.046 km².
5. Del Cráter. Nace en la cima de la montaña, a 5 286 msnm, se bifurca en dos lenguas, una al noreste, hasta la cota de 4 890 m, y la otra, con un frente de seracs, hasta los 4 910 m. La superficie que ocupa es de unos 0.18 km².
6. Oriental-noroccidental. Nace en la cima mayor, escurriendo al oeste-noroeste, para terminar en un escarpe, como glaciar colgante, a una altura de 5 100 msnm. La superficie del mismo es de unos 0.05 km².
7. Nororiental. Se localiza al sureste de la cima y se extiende hacia la vertiente oriental, desde la cota de 5 050 hasta la de 4 830 msnm. Su superficie es de unos 0.025 km².
8. Centro-oriental. Se extiende también hacia la vertiente oriental, de los 5 190 m hasta los 4 715 m, ocupando un área de unos 0.245 km².
9. Ayoloco. El mayor del Iztaccíhuatl, ocupa una superficie de 0.247 km²; se extiende hacia el flanco occidental hasta los 4 725 m.
10. Sudoriental. Pertenece también a la vertiente este, dirigido al sureste desde la cota de 5 130 m hasta la de 4 970 m, cubriendo una superficie, aproximadamente, de 0.0775 km².
11. Atzintli. Pertenece a la vertiente occidental y se inicia en la cota 5 080 m, para terminar en la de 4 885 m, ocupando un área, aproximadamente, de 0.0575 km².
12. San Agustín. Se sitúa en la vertiente oriental, sobre una hondo-



Fig. 14. Valle glaciar en el Iztaccíhuatl.
Su fondo está ocupado por morrenas basales.



Fig. 15. Un antiguo circo glaciar
en el Iztaccíhuatl. Actualmente en
transformación por procesos gravi-
tacionales.

nada, a manera de un residuo de un antiguo glaciar mayor. Sus límites altitudinales se encuentran entre las cotas 5 030 y 4 970 msnm; cubre una superficie muy reducida, de 0.0112 km².

De acuerdo con lo anterior, el área ocupada por glaciares es, aproximadamente, de 1.16 km² en el Iztaccíhuatl, de 0.72 km² en el Popocatepetl, y, para tener datos complementarios de interés, mencionamos al Citlaltépetl, donde las áreas cubiertas por glaciares son de 9.5 km² (op. cit.).

Los glaciares mayores de la Sierra Nevada se encuentran al norte y occidente de la misma. El cono volcánico del Popocatepetl muestra que la posición más favorable para el desarrollo de aquéllos es la vertiente norte y noroccidental. La topografía no influye tanto para la formación de los glaciares como la exposición de las laderas.

La dinámica actual de los hielos es de una gran intensidad (erosión glacial o exaración) que va acompañada por intemperismo, procesos gravitacionales y fluviales. La duración de estos procesos sería relativamente breve en el tiempo si no fueran interrumpidas, y en caso de ser rebajado el nivel superior del volcán, en unos 200-300 m en el Popocatepetl y 100 en el Iztaccíhuatl, los fenómenos glaciares se verían prácticamente extinguidos, lo que tendría lugar en tiempos históricos. Pero existe también la posibilidad de que la actividad explosiva continúe en el Popocatepetl, lo que puede contribuir a compensar el proceso nivelador y a incrementar, incluso, la altura del volcán. Por otro lado, las erupciones de los estratovolcanes no son siempre fenómenos exclusivamente acumulativos, sino que ocurren destrucciones violentas de las porciones superiores de los volcanes.

En los últimos 10 años ha sido notable un retroceso de los frentes de los glaciares en la Sierra Nevada, fenómeno bien conocido por los alpinistas mexicanos. Un dato interesante para entender este fenómeno lo proporcionan las temperaturas calculadas por E. García (1981) para las altitudes superiores a los 5 000 msnm, que deben fluctuar entre los 0° y los 2° C., media anual. No se tienen datos reales de temperaturas medidas permanentemente en las altas montañas de México. Estos valores calculados establecen que los glaciares se encuentran en



Fig. 16. Cara noroccidental del Popocatépetl. En su porción superior el glaciar principal con grietas transversales. Fotografía de Hugo Delgado Granados.

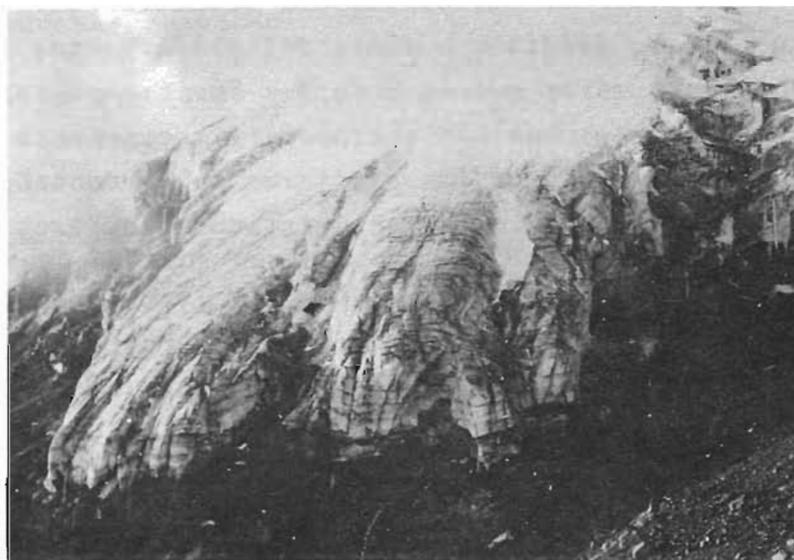


Fig. 17. Uno de los frentes del glaciar del Popocatépetl. Termina en escarpe a manera de glaciar colgante. Fotografía de Hugo Delgado Granados.

condiciones inestables. Es fácil comprender que, si la temperatura media anual llega a aumentar tan sólo 1°C, sería suficiente para provocar una alteración en el régimen de los glaciares. Y es aparentemente lo que sucede, lo que se explica por la fuerte concentración de smog, sobre todo en el sur de la cuenca de México, que provoca un leve aumento en la temperatura.

Los glaciares antes mencionados han retrocedido y algunos, incluso, se han extinguido. Esto se confirma por observaciones directas repetidas constantemente, lo que viene realizando desde 1975 Hugo Delgado. Las fotografías aéreas serían útiles sólo en caso de que se tomaran unas seis veces por año, lo que obviamente no sucede por el alto costo que esto representa. Actualmente, en el Iztaccíhuatl han desaparecido los glaciares de La Cabeza, el Sudoriental y el de San Agustín, los restantes han retrocedido considerablemente (comunicación personal de Hugo Delgado).

Las formas principales de la exaración son los valles en "U", reconocidos en la vertiente occidental del Iztaccíhuatl. Estos son testigos de un proceso glacial, a fines del pleistoceno, de una magnitud considerablemente mayor que la actual. Tuvieron desarrollo auténticos ríos de hielo cuyas huellas ahora son frescas hasta las cotas de 3 700 msnm. Hoy día, todos los glaciares de la montaña son mantos de hielo sobre las laderas: los característicos glaciares volcánicos.

Los valles glaciares del Iztaccíhuatl (vertiente occidental) presentan las características formas alargadas y estrechas, con fondo plano de hasta 150 m de amplitud, delimitados por laderas de pendiente fuerte. En longitud llegan a alcanzar hasta poco más de 1 km. Otra característica de los mismos es su perfil longitudinal escalonado, los distintos niveles separados -tres muy bien reconocidos- por escarpes de lava de 50 y más metros; además, al cambiar de nivel, en dirección descendente, el valle se estrecha considerablemente, hasta que finalmente se convierte en valle erosivo montañoso, o en afluente de éste (cañadas). White (1962) explica el origen de los escarpes por factores litológicos: alternancia de rocas de poca resistencia (tobas) y muy resistentes (lavas).

Son claras las huellas, en esta ladera del Iztaccíhuatl, de los cursos glaciares por un terreno muy accidentado, lo que se aprecia desde las laderas altas hasta los extremos de los valles en "U"; y la presencia de depósitos morrénicos por encima y hacia abajo de los escarpes permite reconocer que hubo glaciares regenerados: aquellos que terminan en el borde de un escarpe (glaciares colgantes) y en la base del mismo continúa su desarrollo. Esto exigía una gran alimentación en las actuales laderas altas de la montaña. Los grandes circos de erosión que hoy se reconocen son, en parte, las antiguas cuencas de neviza.

Hay que tener en cuenta que sólo a fines del pleistoceno el Iztaccíhuatl sufrió una nivelación importante, por lo que la forma original de uno, dos o varios volcanes que pudieron formar originalmente esta gran estructura ha desaparecido, lo mismo que los antiguos centros de erupción. El análisis geomorfológico apoya la tesis de White (1962) en el sentido de que debió estar activo durante el pleistoceno, incluso en la parte alta de este periodo. De no ser así, el grado de erosión sería mucho más avanzado.

Los valles glaciares que se formaron a fines del pleistoceno, que conservan sus rasgos originales en la vertientes occidental, son de norte a sur:

1. Tlaltipitongo. Tiene su cabecera al noroccidente de la cima Amacuilécatl (Los Pies), y hasta su extremo inferior se extiende unos 2.5 km, entre las cotas 4 400 y 3 500 msnm. Actualmente su cabecera se encuentra en proceso de destrucción por deslaves (caídas de rocas por gravedad) favorecidos por las precipitaciones pluviales, la pendiente y el alto grado de alteración de las rocas; la nieve sólo se acumula durante el año cuando ocurren precipitaciones muy fuertes, y permanece algunos días y hasta dos o tres semanas.

2. Milpulco. Es seguramente el valle de más clara expresión en el relieve, con una longitud aproximada de 5 km, entre la parte superior de la cabecera y el extremo inferior del valle, donde pierde la forma glacial para convertirse en fluvial. La porción superior se localiza a los 4 400-4 500 msnm, entre las cimas de Las Rodillas (5 000 m) y Los

Pies. El valle glaciario realmente se inicia como tal en la cota de 4 100 m y se extiende hacia abajo unos 4 km. Se reconocen con precisión tres niveles en el valle longitudinal: el superior, de los 4 000 a los 4 100 m, con una longitud aproximada de 400 m; un escarpe de más de 100 m lo separa del intermedio, que se extiende unos 1 000 m hasta la cota 3 700 m; el inferior se extiende como 1.5 km, con escarpe menores en el mismo. Al igual que el valle de Tlaltipitongo no tiene comunicación en su cabecera con mantos de hielo o nieve.

3. Atzintli. Es un valle menor, de aproximadamente 1 km, que desemboca en el valle de Milpulco, aproximadamente a 4 100 msnm. Presenta un fondo plano estrecho hacia su parte inferior, la superior es una hondonada en la ladera, con grandes depósitos morrénicos. Tiene su cabecera hacia el glaciario de Atzintli, cuyas aguas de deshielo lo alimentan. Estas no llevan a cabo un trabajo importante de modelado debido a que hay una gran infiltración y en la superficie sólo débiles escurrimientos.

Más al norte, los valles en "U", con los rasgos de los anteriormente mencionados, están ausentes. En cambio, los depósitos morrénicos son considerablemente mayores, con rasgos de una gran juventud. Tienen comunicación en su porción superior con los glaciares actuales de Ayoloco, El Pecho y Ayolotepito, lo que explica su depositación por el retroceso que sufren durante el holoceno.

Los valles glaciares no se reconocen en la vertiente oriental como en la opuesta. Actualmente el mayor escurrimiento del hielo se produce hacia el occidente, y hacia el lado opuesto predominan los glaciares de cima colgantes. Es de suponer que este esquema es el que predominó en la última etapa de glaciación. La topografía en esta vertiente es, en la parte alta del Iztaccíhuatl, de escarpes continuos, desde Los Pies hasta La Cabeza, y laderas abajo se presentan profundas cañadas (valles en "V") con paredes verticales de roca. Sólo cerca de Paso de Cortés se reconoce una superficie con forma de valle glaciario, pero la observación directa permite apreciar que su ladera principal es una colada de lava joven, que es la que controla la forma de valle en "U".



Fig. 18. Vista aérea del Iztaccíhuatl.

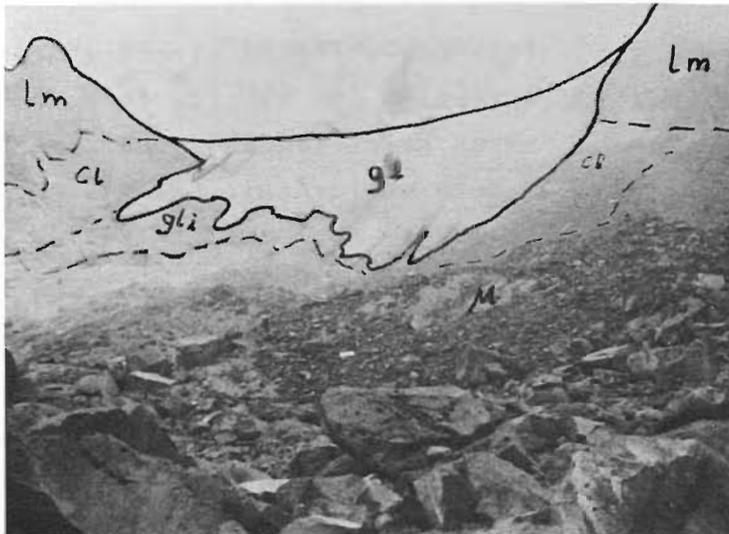


Fig. 19. El glaciar de Ayoloco (gl) en su nivel máximo de deshielo. Lm: laderas montañosas; cl: coluvión; M: marrenas; gli: nivel inferior del glaciar.

Hay varios factores que no contribuyeron al desarrollo de los procesos glaciares como en la vertiente opuesta.

- a) La topografía original que no favoreció la formación de cuencas de neviza importantes ni grandes acumulaciones de nieve y hielo.
- b) Una influencia mayor de la radiación solar.
- c) Mayor acumulación de materiales volcánicos jóvenes (de la etapa glacial y posteriores) del Popocatéptl y, posiblemente, de otros volcanes del lado oriental.

Las rocas estriadas se aprecian en algunos afloramientos en la ladera occidental del Iztaccíhuatl, donde el agua de escurrimiento no ha logrado lavar totalmente estas huellas.

En el Popocatépetl están ausentes los valles en "U". El único que pudo haber existido como tal es la porción superior de la cañada de Nexpayantla, pero las repetidas erupciones del volcán y la erosión fluvial de gran intensidad que se ha producido, han borrado toda huella posible de estas formas. En este volcán, los únicos rasgos de la erosión glacial son los dos circos escalonados en la cabecera de la cañada mencionada, y las aristas de los mismos (se indican en el mapa geomorfológico).

En el Iztaccíhuatl son varios los antiguos circos glaciares (hoy afectados por procesos gravitacionales) y las aristas formadas por la acción de la nieve y el hielo. Estas se extienden, generalmente, transversalmente a la montaña, en su ladera occidental; las más bajas se reconocen hasta los 3 900 msnm. Los circos se localizan por encima de los 4 300 msnm.

Relieve Acumulativo Glacial

Las formas del relieve originadas por los depósitos glaciares, bien conservadas en la actualidad, se han originado en el pleistoceno tardío y holoceno, continuando su formación hasta nuestros días. Son muy conocidas en la vertiente superior occidental del Iztaccíhuatl, ex

tendiéndose, a manera de franjas, transversalmente a la montaña desde los frentes de los glaciares mayores, actuales, o de los antiguos, ex tintos, laderas abajo.

Se trata de morrenas, las formas de acumulación glacial más re presentativas. Se originan por los detritos rocosos que transportan los glaciares y son depositados en el frente de éstos (morrenas fron tales), o los que permanecen como testigos del antiguo cauce cuando los hielos se retiran (morrenas basales).

El estudio más completo y detallado sobre efectos de la última glaciación cuaternaria en el Iztaccíhuatl sigue siendo el de White (1962). Este investigador describe depósitos glaciales en la ladera occidental de la montaña, reconocidos hasta los 2 750 msnm, todos refe ridos al pleistoceno superior y clasificados en cuatro etapas de acumu lación que denomina Nexcoalango (reconocibles entre los 2 750 y 3 050 msnm), Hueyatenco (entre los 3 135 y 3 650 msnm), Milpulco (3 630 y 3 760 msnm) y Ayoloco (4 270 y 4 410 msnm); las altitudes representan los límites inferiores.

Sólo los depósitos glaciales Ayoloco y parte de los de Milpulco presentan a las morrenas como formas del relieve bien conservadas, con su morfología característica. En los otros dos, se trata principalmen te de sedimentos alterados por la erosión fluvial, cubiertos de piro clastos y suelos; afloramientos menores en algunas crestas de parte aguas, etc.

Las morrenas más jóvenes se encuentra ampliamente dispuestas en la ladera occidental del Iztaccíhuatl, entre los 4 300 y 4 800 msnm, bordeándolo frente a la cima de Las Rodillas y en dirección norte hacia La Cabeza, y al norte y oriente de ésta. Se trata de crestas alar gadas situadas en amplias concavidades de las laderas montañosas, donde los glaciares que las originaron no tuvieron la forma del río de hielo. Debido a la altitud en que se encuentran no tiene desarrollo la vegetación, por lo que su expresión es absolutamente clara y se pue den hacer observaciones detalladas sobre las mismas, directamente o a través de fotografías aéreas en escalas grandes, de 1: 25 000 y mayor. Hay cuatro concavidades en las laderas donde se forman estas morrenas.

1. Cabecera del valle de Atzintli. El frente de estas morrenas lo definió White (op. cit.) a 4 450 msnm, límite aproximado de los frentes de tres crestas basales que se extienden unos 700-800 m.
2. Cabecera del valle de Ayoloco. La morrena mayor se reconoce desde el frente del glaciar, descendiendo hasta los 4 270 msnm; es la mayor de todas las de este volcán, en longitud alcanza 900 m por unos 240 de amplitud. Otras crestas de la misma cabecera se extienden 1 100 m por 350 m de ancho. Se encuentran, en partes, cubriendo las superficies de escarpes de lava, pero a los pies de éstos alcanza su máximo espesor (Fig. 19).
3. Cabecera del valle de Ayolotepito. Aquí se disponen tres crestas morrénicas bien definidas, con un límite inferior mínimo a 4 410 msnm, descendiendo desde las alturas de 4 800 m en dirección a La Cabeza y El Pecho.
4. Cabecera del valle del norte de La Cabeza. Esta elevación de laderas escarpadas está rodeada por depósitos morrénicos, desde los 4 700 m hasta los 4 300 m, a manera de un frente de depósito. White (op. cit.) reconoció pequeñas morrenas basales al norte y oriente de La Cabeza.

Todos estos depósitos tienen relación con los glaciares actuales, mismos que originalmente cubrieron superficies considerablemente mayores. Como se ha podido apreciar, el último frente glaciar se encontró, hace pocos miles de años, a 4 300-4 400 msnm, unos 500 por abajo del actual.

Otras morrenas más antiguas que las anteriormente mencionadas son las que se encuentran en niveles más bajos, entre los 4 300 y 3 700 msnm aproximadamente. Todas se sitúan en los fondos planos de los valles en "U" que han sido descritos anteriormente al ser tratadas las formas originadas por la erosión glacial. Es de hacer notar que sólo se encuentran estas formas en las faldas de la montaña, en el sur de su frente occidental, entre las cimas de Los Pies y La Panza. Más al norte el relieve glacial de esta época ha sido cubierto por material volcánico.

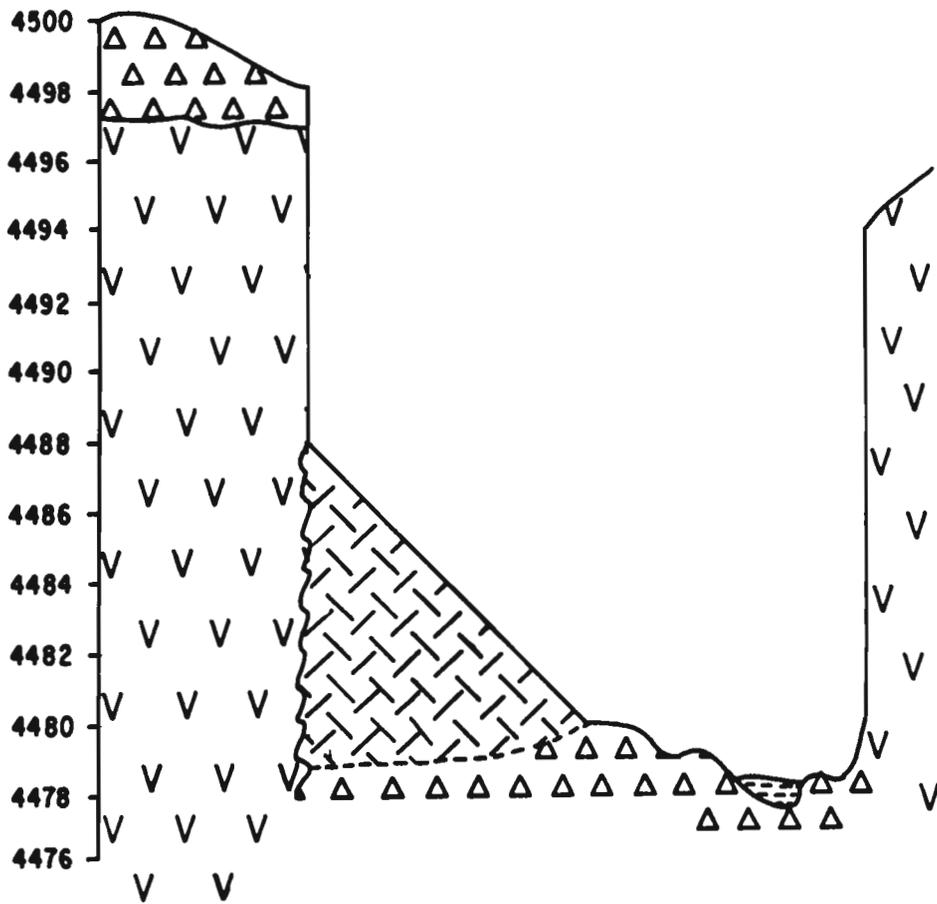


Fig. 20. Perfil litol6gico en el refugio Ayoloco, vertiente occidental del Iztacc6huatl. 1, Lavas (Q_1); 2, Morrenas (Q_3); 3, Coluvi6n (Q_4); 4, Arroyo.

Estas crestas morrénicas, muy bien conservadas, se encuentran en el valle de Tlaltipitongo. Son tres, de unos 300-400 m cada una: dos superiores, a manera de afluentes en el antiguo valle glacial, y otra en un nivel más bajo.

El otro valle donde son cartografiables las morrenas es en el inmediato al norte, el de Milpulco, donde se aprecian tres crestas principales: la primera entre los 4 200 y 4 050 m, la segunda a 4 000 m, y la tercera a 3 750-3 850 m.

Las formas de acumulación glacial resultan muy pequeñas en el relieve si tomamos en cuenta la magnitud que debió tener el proceso glacial sólo a fines del pleistoceno. El volcanismo más joven, del Popocatepetl principalmente, y algún otro volcán, han cubierto en gran parte estos depósitos. Además, la erosión fluvial, de gran intensidad, ha disecado a los más antiguos dejándolos como residuos.

Depósitos glaciales anteriores

Los más antiguos los reconoció White en los cortes erosivos de las cañadas profundas, entre los 2 800 y 3 000 m, cubiertos por piroclastos; aisladamente encontró acumulaciones glaciales en las superficies de parteaguas; el autor mencionado llamó a esta etapa glacial Nexcoalango.

Posteriormente hubo un retroceso de los hielos -etapa Hueyatla-co- cuyos frentes llegaron a los 3 100 m aproximadamente. Estos están cubiertos no sólo por cenizas y otros piroclastos, sino también por la vas asociadas al Táyotl.

Las otras dos etapas, más recientes, Milpulco y Ayoloco, corresponden a las auténticas morrenas, consideradas como las formas del relieve bien expuestas y conservadas que se han mencionado.

Relieve Acumulativo Lacustre

La planicie lacustre ocupa una porción significativa de la cuen

ca de México, sobre todo el sur de ésta. Un gran lago tuvo desarrollo en tiempos históricos, desde el pie de la Sierra Chichinautzin hasta las proximidades de Zumpango, estado de México, en la porción noroccidental de la cuenca, fuera de la zona en estudio. La Sierra de Santa Catarina desmembraba parcialmente este gran lago, quedando situado al sur el de Xochimilco-Chalco, y al norte el de Texcoco, comunicados por algunos estrechos. Al norte de la actual Ciudad de México se extiende de oeste a este la Sierra de Guadalupe que delimitaba a los lagos de Texcoco y Zumpango, pero también comunicados por un estrecho.

Los aztecas fundaron la ciudad de Tenochtitlan en los islotes del lago (en el centro actual de la ciudad y Tlatelolco), además de que en las márgenes del mismo existieron poblaciones incluso antes de nuestra era (Cuicuilco, por ejemplo). Para tratar de controlar el flujo de las aguas y aminorar las inundaciones, construyeron diques y canales que, si bien fueron útiles, no resolvieron el problema.

Los conquistadores españoles se encargaron de destruir la antigua ciudad. Ante las inundaciones inevitables se consideró la posibilidad de desviar las aguas de los ríos cuyas crecidas representaban mayor peligro, como el Cuautitlán, en el occidente de la cuenca. En 1608, las aguas de este río y del lago de Zumpango fluían hacia el río Tula, afluente del Moctezuma (cuenca del Pánuco), a través del socavón que se construyó en Nochistongo.

En 1789 el túnel había sido transformado artificialmente en un corte a cielo abierto, "Tajo de Nochistongo". Al igual que las obras anteriores, era insuficiente para evitar las inundaciones. Estos problemas han sido una preocupación permanente de los gobiernos, desde los aztecas, y posteriormente los virreyes, hasta los de nuestros días.

En 1900 se inauguró un canal de 47.5 km que llevaba las aguas negras de la Ciudad de México al río Tequisquiac, afluente del Tula. Finalmente vendría la construcción de la obra del drenaje profundo.

Con estos datos podemos apreciar cómo un fenómeno lacustre de grandes dimensiones ha sido totalmente alterado en un lapso muy breve,

interrumpiendo bruscamente una evolución natural del relieve. Sólo quedan residuos del lago -o lagos- antiguos reconocibles en las temporadas de lluvias, en Zumpango y Texcoco.

La forma resultante es la característica planicie absoluta actualmente ocupada, en la zona en estudio, por la Ciudad de México, por tierras de cultivo y parte del lago de Texcoco. En el límite norte del mapa, sobre el paralelo $19^{\circ}30'$ tiene una amplitud de 37.5 km, del Vaso Regulador, al occidente, a Chapingo, al oriente. Su extremo sur se reconoce en las proximidades de la población de Chalco, donde la amplitud de oeste a este se reduce a 19 km (de Tulyehualco hacia el oriente). La altitud de la planicie es de aproximadamente 2 240 msnm.

El clima más húmedo y frío del pleistoceno tardío condicionó un desarrollo del lago, mayor que el que conocemos por los datos de la historia. Simultáneamente, el volcanismo lo ha ido reduciendo por la formación de estructuras diversas. Los sedimentos lacustres provienen en gran parte de las explosiones de piroclastos de los volcanes jóvenes de la cuenca de México, aunque también de los acarreos que producían las corrientes montañosas, principalmente las de las sierras de Las Cruces y de Río Frío.

El criterio para delimitar la planicie lacustre en el mapa geomorfológico fue la pendiente del terreno menor de 0.5° . Los contactos trazados no son precisos, en todos los casos, y, como se aprecia en el mapa, limita con depósitos deluviales y proluviales, con coladas de lava, depósitos piroclásticos, etc. Son, como regla, acumulaciones volcánicas o exógenas que interrumpen, con una superficie débilmente inclinada, la extensión del antiguo lago cuyos sedimentos quedan cubiertos.

La planicie lacustre la podemos subdividir en cuatro tipos, de acuerdo con el aspecto que presenta hoy día.

1. La que está ocupada por la Ciudad de México. Prácticamente cubierta por una plancha de asfalto, con áreas verdes que son pequeñas superficies aisladas. El hundimiento de la ciudad se produce en forma irregular, por lo que la superficie plana original se encuentra deformada,

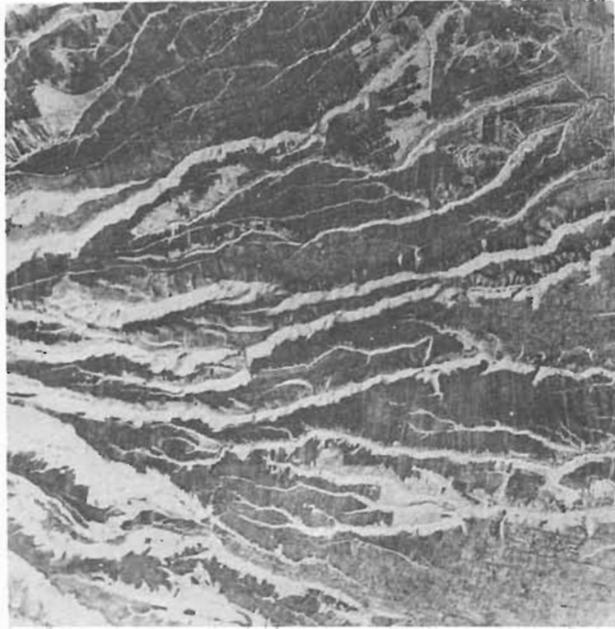


Fig. 21. Sistema de barrancos en la vertiente oriental de la Sierra Nevada.



Fig. 22. Una porción de la Ciudad de México. En el extremo oriental el aeropuerto Benito Juárez (A). Es no table la ausencia de áreas verdes.

con diferencias de altura de pocos metros, 1 a 5 aproximadamente, aunque esto no sea muy perceptible a simple vista.

2. La ocupada por cuerpos de agua permanentes y temporales. Corresponde a la del lago de Texcoco, que parcialmente queda comprendida en el mapa.

3. La que se utiliza como tierra de cultivo. Se reconoce especialmente entre Xochimilco y Chalco.

4. La que estuvo afectada por un régimen lacustre en tiempos prehistóricos. Plana, con una cubierta de piroclastos finos y alterada en su superficie por obras agrícolas.

Los grandes lagos fueron una parte esencial del paisaje en la cuenca de México y sus zonas contiguas al occidente y oriente. Testigos de esto y de otras condiciones ambientales son los restos de mamut que casualmente se han encontrado en excavaciones en la planicie lacustre del sur de la cuenca de México.

El ambiente lacustre se encontraba ya en un proceso natural de reducción en los últimos milenios, primero, por las condiciones climáticas del holoceno, época en que se retiran los glaciares montañosos que representaban mayor alimentación para el lago de la cuenca de México y disminuye la intensidad media anual de las precipitaciones pluviales. Segundo, por la actividad volcánica que va reduciendo y azolando los lagos. Y, por último, la acción del hombre que provoca una alteración total en un tiempo muy corto.

Relieve Acumulativo Aluvial

Se refiere a todas las formas originadas por las corrientes fluviales: depósitos de cauce, de llanura de inundación, terrazas, etc.

Tratándose de un relieve montañosos joven, alterado constantemente por procesos volcánicos y asociado a una gran cuenca lacustre, es natural que no se den las condiciones favorables para el desarrollo de los procesos acumulativos fluviales. Las llanuras de inundación ge

neralmente se encuentran asociadas a las desembocaduras de los arroyos que realizan una acción predominantemente de erosión lateral en sus partes finales; también se forman por accidentes naturales del terreno que obligan a la corriente a depositar sus materiales en suspensión; se deben, asimismo, a obras de ingeniería, como pequeñas presas en los arroyos montañosos, mismas que han provocado una acumulación local.

Dada la escala del mapa, estas formas de acumulación son muy reducidas en la zona en estudio. Otras, como las terrazas, se llegan a presentar en los fondos de los valles de mayor desarrollo de las sierras de Las Cruces y Nevada, pero son también formas locales y de dimensiones pequeñas, por lo que no son cartografiadas. Por otro lado, la urbanización que se ha producido al occidente de la Ciudad de México, dificulta mucho el reconocimiento de estas formas.

En este caso nos referimos a las terrazas fluviales originadas por la acción de una corriente, o sea, las antiguas llanuras de inundación de los valles. Muchas veces se aplica este término en un sentido más amplio, denominando terrazas a los abanicos aluviales, a las superficies originadas por factores litológicos (terrazas estructurales o pseudoterrazas) y a otras formas.

Una de las planicies aluviales con mejor desarrollo es la que se forma entre las poblaciones de San Rafael (al norte), Amecameca (en el centro) y Otumba (al sur). En su evolución han influido las elevaciones volcánicas jóvenes que se extienden paralelamente al frente occidental de la Sierra Nevada, de tal manera que las corrientes que bajan de ésta, la llegar a la planicie, depositan sus materiales. Una de las corrientes, el arroyo Los Reyes se extiende entre la unión de dos elevaciones montañosas.

Hacia Ozumba de Alzate desaguan las corrientes provenientes del Popocatepetl, pertenecientes a la cuenca hidrológica del Balsas, inmediatamente al sur del parteaguas que separa a ésta de la de México. Su desarrollo es mayor que hacia el norte y se interrumpe bruscamente por la presencia de elevaciones volcánicas jóvenes, pasando de llanura aluvial a un barranco estrecho de unos 40 m de profundidad.

Al norte de Amecameca, la planicie aluvial fue aparentemente alterada por las elevaciones montañosas de los volcanes La Coronilla, Tareixte, Aguilera. O sea, debe haber sido una forma preexistente la cumbre que se vio transformada por la actividad volcánica, para, después, ser otra vez modelada ligeramente por procesos fluviales.

Las pequeñas planicies aluviales que se reconocen en la Sierra de Las Cruces se deben generalmente a la construcción de pequeñas presas que alteran el régimen natural de los arroyos, interrumpiendo el proceso de erosión vertical, mismo que se transforma en acumulación, extendiéndose gradualmente laderas arriba.

Se aprecian también pequeñas llanuras de inundación en la vertiente oriental de la Sierra Chichinautzin, rodeadas por todos lados por acumulaciones volcánicas recientes, lo que permite inferir que se trata de antiguos valles fluviales interrumpidos en su desarrollo y después regenerados.

El relieve acumulativo fluvial no tiene una expresión significativa en el sur de la cuenca de México, sino que se reconoce por formas muy locales condicionadas por el volcanismo joven, o por obras de ingeniería (presas).

Relieve Acumulativo Fluvial Alterado por Volcanismo

Por los rasgos morfológicos de algunas superficies en las que predominan los materiales piroclásticos recientes, se infiere que se trata de antiguos valles fluviales que fueron rellenados por material piroclástico. En algunos casos las corrientes fluviales continúan escurriendo, en otros desaparecieron definitivamente. Son formas características de la Sierra Chichinautzin donde se presentan como formas aisladas rodeadas por todos lados por acumulaciones volcánicas. Con frecuencia tienen forma alargada, de unos 2 km en promedio.

Además de las acumulaciones aluviales existen otras de especial importancia en los estudios geomorfológicos. Son las originadas por procesos gravitacionales y fluviales combinados, establecidos en dis-

tintos manuales de cartografía geomorfológica. Son los coluviales, deluviales y proluviales. Esta clasificación se usa especialmente en la Unión Soviética y algunos países europeos; en otros se utiliza un solo término: coluvial, que incluye a los tres. Con frecuencia, en muchos países se aplican solamente los conceptos proluvial y coluvial. Hemos decidido adoptar la terminología de tres términos para los depósitos de laderas, ya que nos parece más completa y conveniente para diferenciar formas del relieve de origen distinto.

Relieve Acumulativo Coluvial

Se refiere a todas las formas originadas por procesos gravitacionales tales como deslaves, derrumbes, deslizamientos, aludes, etc. que se originan por depositación de detritos rocosos en una ladera o al pie de la misma. Las formas características son los conos detríticos, los mantos de acumulación coluvial (talud de escombros) y otras formas. Generalmente se trata de formas menores, o franjas extendidas pero de muy poca amplitud, lo que dificulta su representación en un mapa 1: 100 000. Por otro lado, son formas que deben tomarse en cuenta en estudios de más detalle, y su cartografía se hace en escalas muy grandes, 1: 10 000, por ejemplo.

En realidad, las formas de acumulación coluvial están ampliamente extendidas en la zona cartográfica, sobre todo donde la erosión ha actuado con mayor intensidad, como la Sierra de Las Cruces, Nevada y en algunas otras elevaciones. Por las razones que se han mencionado, no aparecen en el mapa geomorfológico.

Relieve Acumulativo Deluvial

El término deluvión fue introducido en 1888 por el geólogo ruso A.P. Pavlov, para referirse a los productos del intemperismo (eluvión) que son removidos y depositados en las laderas, lo mismo en sus partes elevadas y empinadas que al pie de las mismas.

Laderas arriba, los detritos son más gruesos y se van haciendo

más finos hacia la base. El tamaño depende mucho del tipo de roca alterada y del intemperismo. Hacia la base de la montaña se producen las acumulaciones principales, formando un manto que gradualmente va creciendo en sentido frontal, por la acción de las corrientes fluviales que descienden de la montaña, normalmente de régimen permanente.

Los mantos deluviales han tenido un desarrollo significativo en el sur de la cuenca de México. Los detritos transportados no se deben en especial al intemperismo, sino a la litología de material volcánico sin consolidación. La secuencia de su evolución es un poco más compleja que la expuesta en el esquema teórico. Se inicia muchas veces, prácticamente en la misma etapa de formación de un volcán, cuando en su fase explosiva se acumulan grandes cantidades de piroclastos en las laderas. Las lluvias provocan una gran remoción de detritos cuando éstos se encuentran descansando en planos de fuerte inclinación. En realidad, éstos son procesos coluviales y deluviales (remoción por influencia de la gravedad y por el escurrimiento superficial).

El tipo normal de manto deluvial cartografiado consiste en una superficie de poca inclinación, en promedio de 3-4°, que se extiende al pie de una ladera empinada, generalmente mayor de 8°, en ocasiones de 30°. Está constituido por material volcánico piroclástico de tamaño medio a grueso, en una masa de cieno originada por la mezcla de los más finos con el agua. Actualmente continúan en formación donde tienen una buena alimentación acuífera, incluso de arroyos pequeños de temporada.

Los mantos deluviales se observan en muchas elevaciones volcánicas, aun pequeñas y aisladas. No siempre son cartografiables, ya que sólo una amplitud mínima de 300 m lo permitiría. Son bien reconocidos al pie de la Sierra Santa Catarina, aunque en su porción occidental hayan sido muy alterados por la urbanización. Localmente se presentan en las otras estructuras montañosas.

En la Sierra de Santa Catarina alcanzan amplitudes de hasta 600 m y se encuentran en proceso de crecimiento por el fuerte lavado que hacen las lluvias de temporada. A diferencia de las grandes sierras, en

ésta el escurrimiento es de poca magnitud en cuanto a la distancia que recorre, por lo general menor de 3 km. Es distinto el que se ha cartografiado al norte de la población de Amecameca, mismo que representa no el pie de la montaña, sino la parte más extrema de un gran manto de acumulación proluvial, pero distinto de aquél por una pendiente menor (hasta 2°), espesor más reducido y débil desarrollo actual. Aparentemente, en la época en que los glaciares ocuparon niveles más bajos, las acumulaciones por las corrientes montañosas eran mayores. Con la retirada de los glaciares la alimentación hídrica se volvió débil, provocando acumulaciones durante las fuertes crecidas esporádicas.

Por las obras urbanas las acumulaciones deluviales frontales a la Sierra de Las Cruces son irreconocibles.

Relieve deluvial-volcánico

Se aplica este término a las formas de acumulación de material piroclástico que se extiende al pie de los volcanes jóvenes. A diferencia del deluvión, en el deluvión-volcánico el transporte del material ha sido de menor magnitud, provocado por las aguas de escurrimiento. Se aprecian también como formas de mayor juventud, cuyos componentes no han sido todavía trabajados por los agentes exógenos. Se distinguen del volcán del que provienen por un cambio brusco de pendiente, pasando de 15-30° a otra menor de 7°.

Se trata, en sí, de depósitos volcánicos en transición a un auténtico deluvión. Se reconocen al pie y en las laderas inferiores de volcanes jóvenes, como los de la Sierra de Santa Catarina y algunos de la Sierra Chichinautzin. Se presentan como franjas estrechas, desde unas centenas de metros hasta 2 km; también a manera de lenguas, rellenando una depresión anterior del relieve.

Es muy posible que en su origen influyan movimientos gravitacionales contemporáneos a grandes acumulaciones piroclásticas, depositándose grandes masas de detritos hacia el pie de las laderas. Estas formas posteriormente son lavadas por las aguas de escurrimiento (en cau-

ces y en mantos).

El término deluvión proviene del latín deluo. No debe confundirse con diluvial, del latín diluvium. El primero se refiere a un lavado superficial y el segundo a una inundación.

Relieve Acumulativo Proluvial

El término proluvial o depósitos proluviales fue utilizado originalmente por A.P. Pavlov en 1903, para referirse a "los sedimentos transportados por las corrientes montañosas temporales y depositados en una planicie en su desembocadura" (Yakovlev, 1954). O sea, se trata de detritos que forman los conos de deyección o abanicos aluviales.

El mayor desarrollo de estas formas se reconoce en el piedemonte de la Sierra Nevada. En los cortes profundos de las cañadas se pueden observar capas de más de 10 m de detritos depositados por agua de escurrimiento, en los que se observa una clasificación regular, pulimento y tamaños entre 5 y 20 cm. Por encima descansa una capa de piroclastos recientes, de 5 a 10 m de espesor.

Los depósitos proluviales se extienden a todo lo largo del frente occidental de la Sierra Nevada-Río Frío, con amplitudes de 4 km en promedio, aunque alcanzan hasta 10 km en algunas partes. Estos últimos, los mayores, se observan a los lados, en especial al sur del arroyo de la cañada de Nexpayantla, extendiéndose desde los 3 000 msnm, aproximadamente, hasta los 2 400-2 500 en la planicie de Amecameca. Está disecado por numerosas corrientes que forman barrancos de una red densa, con profundidades de corte vertical de 40-80 m. Las corrientes principales confluyen finalmente en la cañada de Nexapa, en Ozumba de Alzate, llevando sus aguas al Amacuzac. Las que desembocan en la cuenca de México son captadas finalmente por el arroyo Los Reyes, cuya influencia erosiva o acumulativa es débil.

Desde Tlalmanalco de Velázquez hacia el norte están presentes las acumulaciones proluviales en las que se pueden reconocer dos zonas: una superior cortada por numerosos barrancos profundos, de 40-80 m,

con inclinación en su superficie de unos 4-6°; otra inferior, inclinada de 2 a 4° y con muy débil disección. Se trata de dos etapas de formación proluvial en las que la primera, la antigua, tiene sus límites entre los 2 400 y 2 600 m, y la reciente, por abajo de este nivel, hasta los 2 240 m, límite de la planicie lacustre (Texcoco).

Estas formas de acumulación tienen una estrecha relación genética con los glaciares de fines del pleistoceno. Al encontrarse éstos unos 500 m por abajo de su frente actual -considerando sólo la etapa más reciente- el régimen fluvial era mucho más intenso que el actual en la zona de la desembocadura de los arroyos, y en condiciones de una planicie de nivel de base, la formación de los conos debió ser rápida. El frente de éstos tuvo limitantes de tipo orográfico, como en la zona de Amecameca, donde las elevaciones montañosas forman una barrera que impidió el avance y provocó su desagüe hacia el sur; el otro fue de orden climático: una vez que los glaciares se retiraron hasta los 4 800-4 900 msnm, las corrientes montañosas tuvieron una alimentación menor, disminuyendo su capacidad acumulativa.

El desarrollo de estos conos de deyección debe ser correlativo con la mayor glaciación que provoca una intensa erosión en las montañas, que son transportados por los arroyos montañosos y depositados en las partes más bajas. Esto debe haber ocurrido inicialmente a unos 10 km, por lo menos, al oriente de la población de Amecameca. La intensidad y aparente brevedad en el tiempo con que se producen las acumulaciones proluviales, se reconoce en los espesores de éstos, de 20 m. Los piroclastos que los cubren son recientes, posiblemente del Popocateptl o del Papayo.

En la actualidad, el proceso proluvial ha disminuido o ha sido reemplazado por erosión fluvial. El manto proluvial, constituido por la fusión de varios conos de deyección, que se encuentra al oriente de Amecameca, ha pasado a una etapa de erosión fluvial, con desarrollo activo de barrancos. Su desagüe hacia la cuenca del Balsas, a través de una cañada labrada en rocas volcánicas jóvenes, representa otra dirección de desarrollo del relieve, propia, tal vez, del holoceno.

Los conos de deyección del frente de la Sierra de Río Frío se

extienden "libremente" hasta la planicie lacustre del antiguo lago de Texcoco. En éstos son bien reconocidos sus porciones superior e inferior. La primera se encuentra en un proceso de fuerte erosión por el desarrollo que tienen los barrancos; la segunda tiene cierta estabilidad; cubierta ligeramente de piroclastos y transformada su superficie por la acción del hombre (agricultura y pastoreo), no se ve afectada por procesos significativos de erosión o acumulación fluvial.

Los depósitos proluviales en el piedemonte de la Sierra de Las Cruces han sido descritos en trabajos "antiguos" de Bryan (1948), De Terra (1947) y otros. Hoy día son irreconocibles al estar ocupados por la plancha de asfalto del occidente de la Ciudad de México. Se puede inferir su presencia por los cambios graduales de pendiente que se observan en esa zona, por ejemplo, hacia ambos lados del Anillo Periférico, entre San Jerónimo y Naucalpan. Su límite inferior aproximado se ha inferido del mapa geomorfológico, de acuerdo con el cambio de pendiente que se produce entre la planicie de origen lacustre (menor de 0.5°) y el talud occidental que le sigue (inicialmente con una inclinación de $1-1.5^\circ$). Es impreciso por cuanto el cambio de altitud y de pendiente no obedece sólo a fenómenos naturales, sino al hundimiento de la ciudad provocado por la extracción de agua y las construcciones.

A diferencia de los conos de deyección de la Sierra Nevada, debieron estar activos en tiempos históricos puesto que cuentan con una buena alimentación hídrica: grandes torrentes en temporada de lluvias, sin un desagüe natural. Actualmente, las obras hidráulicas han transformado el proceso, al captar las aguas en pequeñas presas o ser canalizadas.

El piedemonte de la Sierra de Las Cruces en su porción superior, es eminentemente volcánico. En él predominan los materiales piroclásticos, los depositados in situ, los removidos, así como material proluvial y lahares. Se distingue de las laderas montañosas por un cambio de pendiente, de unos $6-8^\circ$, en el primer caso, y mayor de 12° en el segundo.



Fig. 23. Construcciones en una zona de barrancos en el occidente de la Ciudad de México. El relieve original ha sido alterado considerablemente.



Fig. 24. Dos vistas de construcciones habitacionales en los parteaguas y laderas de barrancos, en el occidente de la Ciudad de México.

Desarrollo del piedemonte

Prácticamente, todo piedemonte es una estructura compleja formada por varios procesos exógenos y aun endógenos. Y los correspondientes a las dos cadenas montañosas en cuestión no son la excepción.

Se han considerado por separado distintos procesos morfogenéticos y las formas resultantes de éstos. Se hace, por tanto, necesario considerar la evolución del piedemonte.

Como se ha visto, la formación de un volcán, aun pequeño y aislado, favorece el desarrollo de un exiguo manto de acumulación a sus pies, por la acción de la gravedad, los procesos fluviales, etc. Mientras mayor altura alcanzan los volcanes, mayor es la intensidad de los procesos niveladores, condicionados por los factores oroclimáticos. Al irse produciendo la disección de las laderas montañosas se va desarrollando el manto acumulativo de piedemonte. Conforme crece éste, alejándose de las montañas, se van diferenciando dos zonas: una superior más antigua, donde hay un proceso de disección y una extinción de las acumulaciones; la otra, la inferior, más joven, es solamente acumulativa.

En la zona en estudio, este proceso se ha visto alterado por las continuas erupciones volcánicas que en un tiempo muy breve -en semanas- depositan materiales con espesores que la acumulación exógena llevaría a cabo en cientos y miles de años. Simultáneamente con las erupciones volcánicas se han producido avalanchas (lahares). Todo esto se reconoce por los sedimentos que se observan en los cortes erosivos.

Se ha podido apreciar que el piedemonte tiene una evolución distinta en cada una de las grandes sierras. En la Nevada, las condiciones oroclimáticas favorecieron un régimen glacial de una magnitud mucho mayor que en la actualidad, en sus laderas superiores, a fines del pleistoceno, y fluvial laderas abajo. En la de Las Cruces debió ser esencialmente fluvial. Los depósitos volcánicos son más potentes en el piedemonte de esta última, en el de aquélla los proluviales.

En la Sierra Nevada y su piedemonte el proceso acumulativo está siendo reemplazado por otro erosivo, por un cambio del régimen hidrológico. En el de la otra sierra, las acumulaciones de piedemonte existen potencialmente, pero alteradas e interrumpidas por las obras hidráulicas.

Además de los depósitos proluviales y volcánicos encontramos también, en estas estructuras, los deluviales, coluviales, lahares, aluviales.

Influencia del Hombre

La cuenca de México es un caso mundialmente conocido por la alteración de los procesos naturales por la influencia del hombre. Estos se inician con la construcción de Tenochtitlan por los aztecas, su destrucción por los españoles y la edificación de la Ciudad de México, y continúan hasta nuestros días. Los problemas fueron inicialmente el dominio del lago, después su desagüe artificial hacia el océano, la extracción de agua del subsuelo, que acompaña el hundimiento, y la urbanización.

Formas del relieve cartografiable en la escala 1: 100 000, originadas por la acción del hombre, son grandes excavaciones, a cielo abierto, para la extracción de arena. Se indican dos principales, al occidente de la Ciudad de México, con dimensiones de 2-2.5 km por hasta 600 m de amplitud. Representan, en sí, la ampliación artificial de barrancos. En la literatura geomorfológica se conoce como relieve antrópico o tecnógeno.

El hundimiento de la Ciudad de México es un fenómeno que se ha producido principalmente por la extracción de agua del subsuelo y las grandes construcciones. Este no se lleva a cabo con la misma intensidad en todas partes, por lo que se podría reconocer con un levantamiento geodésico de detalle: la planicie absoluta ha dejado de serlo, presentando partes más deprimidas. Esto se puede apreciar en los cortes que se han hecho, por ejemplo, los del Templo Mayor, donde se aprecia una deformación en las construcciones y en los sedimentos sobre los

que descansan.

Otros fenómenos que en los últimos años se han observado en la cuenca de México, relacionados con lo anterior, son los de la sufosión y los microsismos. El primero se refiere a una remoción subterránea de partículas por las aguas freáticas. Esto se consigue cuando se trata de materiales no consolidados, como las tobas, por acción mecánica del agua. Como resultado de la sufosión se llegan a producir asentamientos por colapso, como el que tuvo lugar en la avenida Parque Vía de la Ciudad de México, en 1981.

En los últimos 10 años se han registrado sismos en parte de la Ciudad de México, cuyos epicentros se sitúan en el piedemonte de la Sierra de Las Cruces, y son de poca profundidad. Se ha explicado este fenómeno por grandes asentamientos subterráneos provocados por la extracción de agua en demasía, y posiblemente también por la existencia de grandes cavidades subterráneas artificiales ("minas de arena") y de fallas o fracturas reactivadas.

Se presenta también el fenómeno de hundimientos del terreno acompañado de compactación de un suelo arcilloso. Esto se ha observado recientemente en el sudoriente de la Ciudad de México, en zonas urbanizadas en los últimos años, que presentaban un nivel alto (cercano a la superficie) de las aguas freáticas. Como consecuencia, las construcciones -casa habitación- se han visto cuarteadas y deformadas.

Otros problemas que inciden directamente sobre los procesos geomorfológicos, son los siguientes:

1. La plancha de asfalto de la Ciudad de México impide la infiltración normal de las aguas de lluvia, que en gran medida terminan en el drenaje profundo.
2. La contaminación de la atmósfera ha provocado un retroceso de la línea de las nieves permanentes, por un incremento de la temperatura, lo que se traduce, también, en una alteración del régimen de erosión y de acumulación en las laderas montañosas de los volcanes Popocatepetl e Iztaccíhuatl.

3. La deforestación ha contribuido notablemente a la erosión del suelo, fenómeno que se lleva a cabo, en parte, por un intenso crecimiento de barrancos.

CONCLUSIONES

La geomorfología del sur de la cuenca de México, tratada en este trabajo, resulta de gran interés por la variedad de los procesos morfogenéticos presentes y su actividad actual, así sean los endógenos o los exógenos. Resultado de esta relación compleja son las cadenas montañosas volcánicas y sus piedemontes, que delimitan una planicie lacustre que ha evolucionado en el tiempo geológico condicionada por las erupciones volcánicas y las variaciones climáticas.

La Sierra Chichinautzin, la más joven, con los volcanes de Santa Catarina y el Popocatepetl, representan una intensa actividad volcánica en el pleistoceno, misma que continúa en la actualidad, dando lugar a un relieve excepcionalmente joven, posiblemente de los últimos 60 000 años. Esto se infiere a partir de las dataciones existentes y de los conceptos modernos de la vulcanología.

La zona que se ha tratado en este estudio es un caso especial en la geomorfología, por tratarse de un relieve con una gran dinámica de sus procesos endógenos y exógenos. Estos últimos son variados: glaciales, fluviales, proluviales, deluviales, lacustres, siempre comportándose como una respuesta al volcanismo.

Sobre la planicie lacustre de la cuenca de México, en especial el sur de la misma, y actualmente creciendo sobre el piedemonte, se sitúa la gran ciudad capital del país, el núcleo urbano mayor del mundo. Durante toda su historia, la Ciudad de México ha afrontado (también hoy día) numerosos problemas relacionados con la geomorfología de la cuenca de México. Por esto, en la actualidad los procesos exógenos han sido alterados sustancialmente, sobre todo la erosión y acumulación por agua en el occidente de la ciudad. Pero, además, sufren un fuerte deterioro la atmósfera, el agua superficial y la subterránea.

(cualitativo y cuantitativo), y la capa de suelo-vegetación. La diná mica geomorfológica es actualmente distinta (la exógena) de la de prin cipios de siglo, aunque la transformación se inicia desde que se funda la ciudad de Tenochtitlan en el siglo XIV. Todo esto hace de la porción sur de la cuenca de México un caso especial, prácticamente único en el mundo, por sus condiciones geomorfológicas naturales y las derivadas de las alteraciones provocadas por el hombre.

En este trabajo se ha tratado el relieve en función de sus formas y procesos creadores, todo en una escala 1: 50 000 que después se convierte en 1: 100 000. Por esto no se pueden considerar con suficiente detalle los numerosos volcanes, barrancos, cañadas, glaciares, lagos, etc. Resulta conveniente tomar este estudio como base para otros de detalle, en escalas muy grandes: 1: 10 000, 1: 20 000, referidos a zonas de interés por sus recursos hidrológicos, por problemas de erosión, de asentamientos humanos, extracción de materiales, o planificación y construcción de obras de ingeniería.

BIBLIOGRAFIA

Aguilera J.G., Ordóñez E., Expedición científica al Popocatepetl. Secretaría de Fomento, México, 1895.

Alcalá M., "Sondeos en las lagunas o ciénegas de Almoloya y Lerma". Bol. Soc. Geol. Méx. T. II, p. 15-41. México, 1906.

Alzate J.A., "Observaciones físicas ejecutadas por D. José Antonio Alzate en la Sierra Nevada". Gaceta de Literatura (reimpresión), V. I, p. 99-107. Puebla, 1831.

----- "Proyecto para desaguar la laguna de Texcoco y las de Chalco y San Cristóbal". Mem. Soc. Cient. Antonio Alzate, T. III, p. 186-201. México, 1889.

Arellano A.R.V., "Datos geológicos sobre la antigüedad del hombre en la cuenca de México". Mem. II Congr. Cient. Mexicano de Ciencias Sociales, V. V, p. 213-219. México, 1946.

----- "La composición de las rocas volcánicas en la parte sur de la

cuenca de México". Bol. Soc. Geol., Mex., T. XIII, p. 82, México, 1948.

Arellano A.R.V., "Estratigrafía de la cuenca de México". Mem. Congr. Cient. Mex., T. III, p. 172-186. México, 1953.

Atlas de la Ciudad de México. Departamento del Distrito Federal, México, 1981.

Badilla C.R., "Estudio petrológico de la lava de la parte noreste del Pedregal de San Angel". Bol. Soc. Geol. Mex., T. XXXVIII, p. 40-México, 1977.

Bárcena M., "Nuevos datos acerca de la antigüedad del hombre en el valle de México". La Naturaleza, Vol VII, 265-270. México

----- "Informe sobre el fenómeno geológico de Xochitepec". Bol. Soc. Geogr. 3a. época, T. II, p. 48-60. México

Bashenina N.V., Cartografía geomorfológica. Ed. Visshaya Shkola. Moscú, 1977 (en ruso).

Bashenina N.V., Gellert J.F., Joly F., Klimaszewski M., Scholz E., "Leyenda unificada para cartas geomorfológicas de detalle" En: Cartografía geomorfológica en escalas grandes, p. 18-68. Ed. Universidad de Moscú, 1975 (en ruso).

Beyer H., "Sobre antigüedades del Pedregal de San Angel". Mem. Soc. Cient. Antonio Alzate, T. XXXVII, p. 1-16, México, 1918.

Blásquez L., "Volcanismo terciario y reciente del Eje Volcánico de México". XX Congreso Geológico Internacional, Excursión A-15. México, 1956.

----- "Los glaciares de México". Boletín del Instituto de Geología. No. 61, p. 93-108. UNAM, México, 1961.

----- "Bosquejo fisiográfico y volcanológico del occidente de México". XX Congreso Geológico Internacional, Excursión A-15. México, 1956.

Bloomfield K., "The age and significance of the Tenango Basalt, Central México". Bull. Volcanol. No. 37, p. 586-595. 1975.

Böse E., "Sobre las regiones de temblores en México". Mem. Soc. Cient. Antonio Alzate, T. XVIII, p. 159-178. México, 1902.

Brecker C.S., "Una ascensión al Iztaccíhuatl, por C. Gilchrist". Bol.

Soc. Mex. Geogr. Est. 5a. época, No. 3, p. 222-229. México, 1908.

Bryan K., "Comentario e intento de correlación con la cronología glacial". Mem. II Congr. de Ciencias Sociales, No. 5, p. 220-225. México, 1946.

----- "Los suelos complejos y fósiles de la Altiplanicie de México en relación con los cambios climáticos". Bol. Soc. Geol. Mex., T. XIII, p. 1-20. México, 1948.

Cabral Fajardo E., "Estudio geomorfológico del sur del estado de México y del norte del estado de Morelos". Anuario de Geografía, año XIV, p. 73-108. Facultad de Filosofía y Letras, UNAM, México, 1974.

Camacho H., "Apuntes acerca de la actividad actual del Popocatepetl en relación con la sismología". Anales del Instituto de Geología de México, V. I-III, p. 38-60. México, 1925.

Corona Núñez J., "México Tenochtitlan". En: Enciclopedia de México, T. VIII, p. 1218-1223. México, 1978.

Chemekov Y.F. et al., "Manual de las investigaciones geomorfológicas". Ed. Niedra, Leningrado, 1972 (en ruso).

De Terra H., "Teoría de la cronología para el valle de México". Revista Mexicana de Estudios Antropológicos, V. 9 (1,2,3), p. 11-26. México, 1947.

----- "Historia del valle de México en las postrimerías del cuaternario en relación con el hombre prehistórico". Bol. Soc. Geol. Mex., T. XIII, p. 77-79. México, 1948.

Del Castillo A., "Adelantos de la geología y paleontología del valle de México". Bol. Minero Mexicano, V. 6. México, 1879.

----- "Paleontología y geología del valle de México". Bol. Minero Mexicano, V. 7. México, 1880.

----- "Informe sobre el estado geológico actual del Peñón de los Baños". Bol. Ministerio de Fomento, V. 9, No. 79. México, 1884.

Del Castillo A., Ordóñez E., "Plano geológico y petrográfico de la cuenca de México, región SW". Comisión Geológica Mexicana. México, 1893.

Demant A., "Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación". Revista del Instituto de Geología de la UNAM, No. 2, 172-188. México, 1978.

Demant A., Mauvois R., Silva L., El Eje Neovolcánico Transmexicano. Excursión No. 4 del III Congreso Latinoamericano de Geología. México, 1976.

Demek J. (editor), Manual of detailed geomorphological mapping. Academia, Praga, 1972.

Enciso de la Vega S., "Las lavas de El Pedregal". Revista Ciencia y Desarrollo, No. 25, p. 89-93. CONACYT, México, 1979.

Erffa A., Hilger W., Mapa geológico de la región de Puebla-Tlaxcala (escala 1: 200 000). Proyecto México de la Fundación Alemana para la Investigación Científica. Puebla, 1976.

Erffa A., Hilger W., Knoblich K. Weyl R., "Geología de la cuenca alta de Puebla-Tlaxcala y sus contornos". En: Comunicaciones. Proyecto Puebla-Tlaxcala, No. 13, p. 99-106. Fundación Alemana para la Investigación Científica, Puebla, 1976.

Felix J., Lenk H., Beitrage zur geologie und paleontologie der Republik Mexico. Leipzig, 1890.

Flores T., "Investigaciones geológicas relativas al volcán Parícutín". En: El Parícutín, Estado de Michoacán, p. 3-16. Instituto de Geología, UNAM, México, 1945.

Freudenberg W., "The ascent of Iztaccihuatl from the South". Mem. Soc. Cient. Antonio Alzate, No. 31, p. 71-75, México, 1911.

Fries Jr. C., "Bosquejo geológico de la región entre México, D.F. y Taxco, Gro." XX Congreso Geológico Internacional, excursiones A-4 y C-2. México, 1956.

----- "Geología del estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, Región central meridional de México". Boletín, No. 60. Instituto de Geología, UNAM. México, 1960.

Fuentes Aguilar L., "El paisaje en el piedemonte poblano de los volcanes Popocatepetl e Iztaccihuatl". Boletín No. 6, p. 97-116. Instituto de Geografía, UNAM. México, 1975.

Ganeshin G.S., La cartografía geomorfológica y de sedimentos cuaternarios en los levantamientos geológicos. Ed. Niedra, Moscú, 1979 (en ruso).

Garay Maldonado R.E., "Morfología de la región volcánica Chimalhuacán-Cerro de La Estrella-Sierra de Santa Catarina". Anuario de Geografía, Año XIV, p. 11-66. Facultad de Filosofía y Letras. México, 1974.

García E., Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen. México, 1981.

Gasca D.A., Reyes C.M., La cuenca lacustre plio-pleistocénica de Tula-Zumpango. INAH, Depto. de Prehistoria, Pub. No. 2. México, 1977.

González A., "Cuenca de México". En: Enciclopedia de México, T. VIII, p. 1063-1083. México. 1978.

González Q.L., Fuentes M.M., "El holoceno de la porción central de la cuenca del valle de México". Memoria Colección Científica No. 86, p. 113-132. Coloquio sobre paleobotánica y palinología. SEP-INAH, México, 1980.

Gunn B.M., Mooser F., "Geochemistry of the volcanoes of Central Mexico". Bull. Vulcanol. No. 34, p. 577-617. 1971.

Guzmán Peredo M., "Volcanes". En: Enciclopedia de México, T. XII, p. 416-418. México, 1978.

Hibbard C.W., "Vertebrados de la Formación Becerra (pleistoceno)". Mem. Congr. Cient. Mex., V. III, p. 89-90. México, 1953.

Humboldt A. (1822), Ensayo político sobre el reino de la Nueva España. Ed. Porrúa, México, 1966.

Jaeger F., (1926), "Investigaciones acerca del clima de pleistoceno en México". Suplemento No. 19, Revista Petermans Mitteilungen. Traducción del alemán de J.H. Larrain Barros. INAH, 1976.

Kostenko N.P., Los sedimentos cuaternarios de los países montañosos. Ed. Niedra, Moscú, 1975. (en ruso).

Libby W., Radiocarbon dating. University of Chicago, 1953.

López Recéndez R., "Geomorfología" (de la cuenca de México). En: Atlas de la Ciudad de México, p. 20-21. Departamento del Distrito Federal. México, 1981.

Lorenzo J.L., Los glaciares de México. Instituto de Geofísica de la UNAM. México, 1964.

----- La etapa lítica en México. INAH, Publicación No. 20. México, 1967.

----- Condiciones periglaciares de las altas montañas de México. Departamento de Prehistoria, INAH. México, 1969.

Lorenzo J.L., "Los orígenes mexicanos". En: Historia general de México, T. 1, p. 85-123. El Colegio de México. 1976.

Lozano García R., "Fenómenos de erosión en la región de Tepoztlán, estado de Morelos y en el valle del Mezquital, estado de Hidalgo". Mem. Congr. Cient. Mex., V. 3, p. 296-317. México, 1953.

Lugo Hubp J., "Introducción al estudio de los conos volcánicos en la parte noroccidental de la Sierra de Chichinautzin", D.F. Tesis profesional. ESIA, IPN, 1970.

----- "La disección del relieve en la porción centro-oriental del Sistema Volcánico Transversal". Boletín No. 11, p. 7-19. Instituto de Geografía, UNAM. México, 1981.

----- "Geomorphological zonation of the southern regions of the basin of Mexico". En: Geographical topics of Mexico City and its environs. Latin American Conference IGU, Brazil, 1982, p. 34-49. Instituto de Geografía, UNAM, México, 1982.

----- "Zonalidad de los procesos erosivo-fluviales en la cuenca de México y el noroeste de la de Puebla-Tlaxcala". Mem. IX Congr. Nal. de Geogr., T. I, p. 87-96. Guadalajara, 1983.

Lugo Hubp J., Martínez Luna V., "La disección del relieve en el sur de la cuenca de México y porciones adyacentes". Boletín No. 10, p. 55-64. Instituto de Geografía, UNAM. México. 1980.

Marroquín y Rivera M., Sánchez C.P., "Mémoire sur la chaine de montagnes de L'Ajusco". Mem. Soc. Cient. Antonio Alzate, T. XV, 167-187. México, 1900.

Marsal R.J., Mazari M., El subsuelo de la Ciudad de México. UNAM, México, 1969.

Martin del Pozzo A.L., Vulcanología de la Sierra Chichinautzin. Tesis de maestría. Facultad de Ciencias, UNAM. México, 1980.

Melekestsev I.V., Volcanismo y formación del relieve. Ed. Nauka, Moscú, 1980 (en ruso)

Mooser F., "Los ciclos de volcanismo que formaron la cuenca de México" XX Congr. Geol. Int. Vulcanología del cenozoico, T. II, p. 337-348. México, 1957.

----- Informe sobre la geología de la cuenca del valle de México. Comisión hidrológica de la cuenca del valle de México. Secretaría de Recursos Hidráulicos. México. 1961.

Mooser F., "Bosquejo geológico del extremo sur de la cuenca de México" XX Congr. Geol. Int. Excursión C-9. México. 1962.

----- "Historia tectónica de la cuenca de México". Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol., V. XV, p. 239-246. México, 1963.

----- "Tefracronología de la cuenca de México para los últimos 30 000 años". Boletín No. 30, INAH, México, 1967.

----- "Historia geológica de la cuenca de México". En: Memoria. Obra del Sistema de Drenaje Profundo. p. 9-30. DDF, México, 1975.

----- "Geología de la cuenca de México". En: Atlas de la Ciudad de México. DDF, p. 16-17. México, 1981.

Mooser F., White S.E., Lorenzo J.L., "Geología glacial del Iztaccíhuatl". En: La cuenca de México: consideraciones geológicas y arqueológicas. Publicación No. 2, p. 19-27. INAH, México, 1956.

Mooser F., Nairn A., Negendank J., "Paleomagnetic investigations of the Tertiary and Quaternary igneous rocks". Geol. Rundschau, No. 63, p. 451-483. 1974.

Moreno R., Joaquín Velázquez de León y sus trabajos científicos sobre el valle de México 1773-1775. Instituto de Investigaciones Históricas, UNAM, México, 1977

Negendank J., "Volcanics of the Valley of Mexico". En: Petrography of the volcanoes No. 116, p. 308-320. 1972.

----- "The crustal origin of the valley of Mexico volcanoes". Congr. Geol. Latin. Resúmenes, p. 98. Acapulco, 1976.

Ochoterena F.H., "Origen y edad del Tepozteco". Boletín No. 8, p. 41-54. Instituto de Geografía, UNAM. México, 1978.

Ordóñez E., "El Pedregal de San Angel". Mem. Soc. Cient. Antonio Alzate, T. IV, p. 113-116. México, 1890.

----- "Formaciones sedimentarias del valle de México. Las tobas calizas". Mem. Soc. Cient. Antonio Alzate. T. IV, p. 239-242. México, 1890.

----- "Notas acerca de los ventisqueros del Iztaccíhuatl". Mem. Soc. Cient. Antonio Alzate. T. VIII, p. 31-42. México, 1894 a.

----- "Observaciones relativas a los volcanes de México". Mem. Soc. Cient. Antonio Alzate, T. VIII, p. 183. México. 1894 b.

Ordóñez E., "Las rocas eruptivas del suroeste de la cuenca de México". Boletín No. 2, p. 5-46. Instituto de Geología. México, 1895.

----- "Los cráteres del Xico". Bol. Soc. Geol. Mex., T. I, p. 19-24. México, 1904 a.

----- "Las canteras de San Lorenzo Totolinga y Echegarya". Bol. Soc. Geol. Mex., T. I, p. 25-34. México, 1904 b.

----- "Tepoztlán, Estado de Morelos". Guía para la excursión de la Sociedad Geológica Mexicana, T. X, p. 112. México, 1938.

Orozco y Berra J., "Efemérides seísmicas mexicanas". Mem. Soc. Cient. Antonio Alzate, T. I, p. 305-552. México, 1877. T. II, p. 262-288, México, 1888.

Oviedo de León A., "El conglomerado Texcoco y el posible origen de la cuenca de México". Revista del Instituto Mexicano del Petróleo No. 2, México, 1970.

Paredes T., "La circulación de las aguas en la falda occidental del Iztaccíhuatl". Mem. Soc. Cient. Antonio Alzate, T. 39, p. 1-40. México, 1921.

Priester A., "Notas preliminares sobre vestigios glaciales en el estado de Hidalgo y valle de México". Mem. Soc. Cient. Antonio Alzate, T. 48, p. 1-13. México, 1927.

Reséndiz D., Springall G., Rodríguez J.M., Esquivel R., Información reciente sobre las características del subsuelo y la práctica de la ingeniería de cimentaciones en la ciudad de México. Instituto de Ingeniería, UNAM. México, 1970.

Riquelme de Rejón D., "Fracturas del fraccionamiento Los Olivos, en la región cercana al volcán San Lorenzo o San Nicolás, Tláhuac". Anuario de Geografía, año XIV, p. 67-72. Facultad de Filosofía y Letras, UNAM. México, 1974.

Rittman A., Volcanoes and their activity. John Wiley and Sons, Nueva York, 1962.

Robles Ramos R., "Algunas ideas sobre la glaciología y morfología del Iztaccíhuatl". Revista de Geografía del Instituto de Geografía e Historia, No. 10, 11, 12, p. 65-75. México, 1944.

Salazar Salinas L., "Fenómenos geológicos en el valle de México". Mem. Soc. Cient. Antonio Alzate, T. 47, p. 237-277. México, 1926.

Schlaepfer C., Carta geológica de México. Hoja México 14-Q-h (5), escala 1: 100 000, y texto: "Resumen de la geología de la hoja México, Distrito Federal y estados de México y Morelos". Instituto de Geología, UNAM. México, 1968.

Schmitter E., "Investigación petrológica en las lavas del Pedregal de San Angel". Congr. Cient. Mex., Mem., T. 3, p. 219-237. México, 1953.

Spiridionov A.I., La cartografía geomorfológica. Ed. Niedra, Moscú, 1975 (en ruso).

Villarelo J.D., "Las aguas subterráneas en el borde meridional de la cuenca de México". Boletín del Instituto de Geología No. 28, p. 18-19. UNAM, México, 1911.

Waitz P., "Excursión geológica a la Sierra de Santa Catarina". Bol. Soc. Geol. Mex., T. VII, p. 1-7. México, 1910.

----- "Excursión geológica a la parte poniente de la Sierra de Santa Catarina". Bol. Soc. Geol. Mex., T. VIII, p. 1-8. México, 1912.

----- "La nueva actividad y el estado actual del Popocatepetl". Mem. Soc. Cient. Antonio Alzate, T. 37, p. 295-313.

----- "Condiciones geológicas de la barranca de Texcalatlaco. Una contribución para la morfología de la cuenca de México". Mem. Soc. Cient. Antonio Alzate, T. 54, p. 35-47. México, 1934.

Waitz P., Wittich E., "Tubos de explosión en el Pedregal de San Angel". Bol. Soc. Geol. Mex., T. VII, p. 169-186. México, 1910.

Weitzberg F., "El ventisquero del Popocatepetl". Mem. Soc. Cient. Antonio Alzate, T. XLI, p. 65-90. México, 1922.

White S.E., "The firn field on the volcano Popocatepetl". Journ. of Glaciol., No. 2, p. 389-392. Cambridge, 1954.

----- "Probable substages of glaciation on Iztaccihuatl, México". Journ. of Geol. No. 64, p. 289-295. México, 1956.

----- El Iztaccihuatl. Instituto Nacional de Antropología e Historia, México, 1962.

Wittich E., "Los fenómenos microvolcánicos en el Pedregal de San Angel". Mem. Soc. Cient. Antonio Alzate, T. 38, p. 101-120. México, 1919.

Wittich E., "La Sierra de Tepoztlán" (en: Salinas E.): Mem. Soc. Cient. Antonio Alzate, T. 38, p. 355-385. México, 1918-1921.

Yakovlev S.A., Manual para el estudio y la cartografía geológica de los sedimentos cuaternarios, 2 T. GOSGEOLTEJIZDAT, Moscú, 1954 (en ruso).

Yarza de la Torre E., Volcanes de México, Ed. Aguilar, México, 1971.



MAPA GEOMORFOLOGICO DEL SUR DE LA CUENCA DE MEXICO

LEYENDA

TIPOS DE RELIEVE Y FORMAS CORRESPONDIENTES

UNAM
INSTITUTO de
GEOGRAFIA
elaboró:
JOSE LUGO HUBP

I. RELIEVE ENDOGENO

Edad A. Volcánico-acumulativo

- Q₃₋₄ Volcanes cineríticos.
- M₂₋₀ Volcanes compuestos
- M₂₋₀ Domes de lava
- Q₃₋₄ Coladas de lava
- Q₃ Coladas de lava ligeramente cubiertas por piroclastos
- Q Laderas de lava
- Q Laderas de lava y piroclastos
- Q₃₋₄ Superficies (pendiente menor de 7°) de piroclastos
- Q₃₋₄ Superficies complejas de lavas y piroclastos

II. RELIEVE ENDOGENO MODELADO

A. Volcánico-erosivo

- Q Superficies de divisorias
- Q Laderas superiores de estratovolcanes con modelado de procesos glaciales, nivales, y gravitacionales.
- M-0 Laderas de volcanes antiguos modelados por la erosión
- N Relictos de volcanes antiguos

III. RELIEVE EXOGENO

A. Erosivo

- Q₃₋₄ Laderas de valles montañosos originados por la erosión fluvial y procesos gravitacionales.
- Q₃ Valles glaciares y morrenas

B. Acumulativo.

- Q₄ Planicies lacustres actualmente urbanizadas
- Q₄ Planicies lacustres en proceso de desecación (avanzado).
- Q₃₋₄ Montas delevadas
- Q₄ Planicies aluviales
- Q₄ Antiguos valles fluviales con relieve de particulas.
- Q₃₋₄ Montas de acumulación detrital-volcánica al pie de un volcanes jóvenes.
- Q₂₋₃ Montas de acumulación detrital (conos de desecación).

SÍMBOLOS COMPLEMENTARIOS

- Valles fluviales controlados por fracturas
- Arroyos originados por procesos nivales y glaciares.

- Escarpes erosivo fluviales
- Escarpes de lava condicionados por el relieve preexistente
- Escarpes de lava
- Escarpes tectónico erosivos
- Circos glaciares
- Circos glaciares erosivo fluviales
- Circos erosivos poco profundos
- Circos erosivos profundos
- Glaciares
- Cimas agudas de volcanes
- Cimas nivales
- Cráteres adormidos
- Cráteres
- Cráteres abiertos
- Fondos de cráteres caldera
- Volcanes semisepultados
- Depresiones de lava
- Depresiones tectónicas
- Dirección de las corrientes de lava
- Divisorio de la cuenca de México
- Divisorios secundarios
- Zonas urbanas

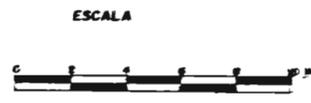


TABLA GEOCRONOLOGICA

ERA	PERIODO		EPOCA	AÑOS ANTES
	CUATERNARIO	TERCIARIO		
CENOZOICA	CUATERNARIO	Pleistoceno	P	10 000
			TARDIO	75 000
			MEDIO	500 000
			INFERIOR	2 millones
	TERCIARIO	Neógeno	PLIOCENO	10
			MIOCENO	25
			OLIGOCENO	45
			EOCENO	65
			PALEOCENO	75
			CRETACEO	100

Geomorfología del Sur de la Cuenca de México, editado por la Dirección General de Publicaciones, se terminó de imprimir en TEBAK impresos, S.A. de C.V., el 28 de noviembre de 1984. Su composición se hizo en tipo máquina. La edición consta de 1 000 ejemplares.