

NURIA ANDRÉS,\* DAVID PALACIOS,\* JOSÉ JUAN ZAMORANO\*\* Y LORENZO VÁZQUEZ-SELEM\*\*

\* Universidad Complutense \*\* Universidad Nacional Autónoma de México

## *Distribución del permafrost e intensidad de los procesos periglaciares en el estratovolcán Iztaccíhuatl (México)<sup>1</sup>*

### RESUMEN

Se han analizado los datos de temperatura del periodo 2001-2008 pertenecientes a dos estaciones de la red nacional y a cinco observatorios instalados entre los 4.137 m y los 5.020 m de altitud. Los modelos de distribución de la temperatura en profundidad en cada estación, así como de la distribución de la temperatura del aire y del suelo a diferentes altitudes, niegan la existencia de permafrost continuo por carecer de la altitud necesaria. El permafrost discontinuo aparece a los 4.900/5.000 m y el aislado a los 4.600/4.700 m, según las orientaciones.

### RÉSUMÉ

*La répartition du pergélisol et l'intensité des processus périglaciaires dans le stratovolcan Iztaccíhuatl (Mexique).*- On a analysé les données de température de la période 2001-2008 provenant de deux stations du réseau national et de cinq observatoires installées à des altitudes comprises entre 4.137 m et 5.020 m. Les modèles qui en résultent, portant sur la répartition de la température à la profondeur de chaque station, ainsi que sur la répartition de la température de l'air et du sol à des altitudes différentes, nient l'existence du pergélisol continu faute d'altitude suffisante. Le pergélisol discontinu apparaît à partir de 4.900/5000 m, et l'isolé dès 4.600/4.700 m, selon les expositions.

### ABSTRACT

*Permafrost distribution and intensity of periglacial processes in the stratovolcano Iztaccíhuatl (Mexico).*- We have processed air temperature data from two national network stations and from five stations installed at altitudes between 4.137 m and 5.020 m, during the 2001-2008 period. This data is used to model the temperature distribution at depth for each station, and the distribution of the ground and air temperature at different altitudes. Models show that isolated permafrost could be present at 4600/4700 m a.s.l. and discontinuous permafrost is present at 4900/5000 m a.s.l. depending on orientation, while continuous permafrost is inexistent due to lack of appropriate altitude.

### Palabras clave/Mots clé/Keywords

Estratovolcanes, tropical, permafrost, periglaciario, modelos de distribución, Iztaccíhuatl, México.

Stratovolcans, tropical, pergélisol, périglaciaire, modèles de distribution, Iztaccíhuatl, Mexique.

Stratovolcanoes, tropical, permafrost, periglacial, distribution models, Iztaccíhuatl, Mexico.

## I. INTRODUCCIÓN

La distribución del permafrost y de las áreas periglaciares en montañas tropicales es muy mal conocida

en la actualidad y todavía la información más consistente procede de publicaciones de mediados del siglo pasado (Troll, 1944 y 1959). Por otro lado, muy pocos trabajos aportan información sobre el comportamiento térmico del suelo en estas zonas (Woodcock, 1974). Este hecho dificulta todavía mucho más el poder comprender las características hidroclimáticas que condicionan la existencia de permafrost, ya que éstas son muy diferentes en las áreas tropicales de las existentes en las áreas templadas o polares, mucho mejor conocidas (Kaser y

<sup>1</sup> El trabajo se ha realizado con la financiación del Ministerio de Ciencia e Innovación (proyecto CGL2009-7343) y del grupo de trabajo BSCH/UCM: 931562 Geografía Física de Alta Montaña. Los autores quieren agradecer el apoyo Instituto de Geografía (Universidad Nacional Autónoma de México) en el trabajo de campo y de muchos de sus estudiantes.

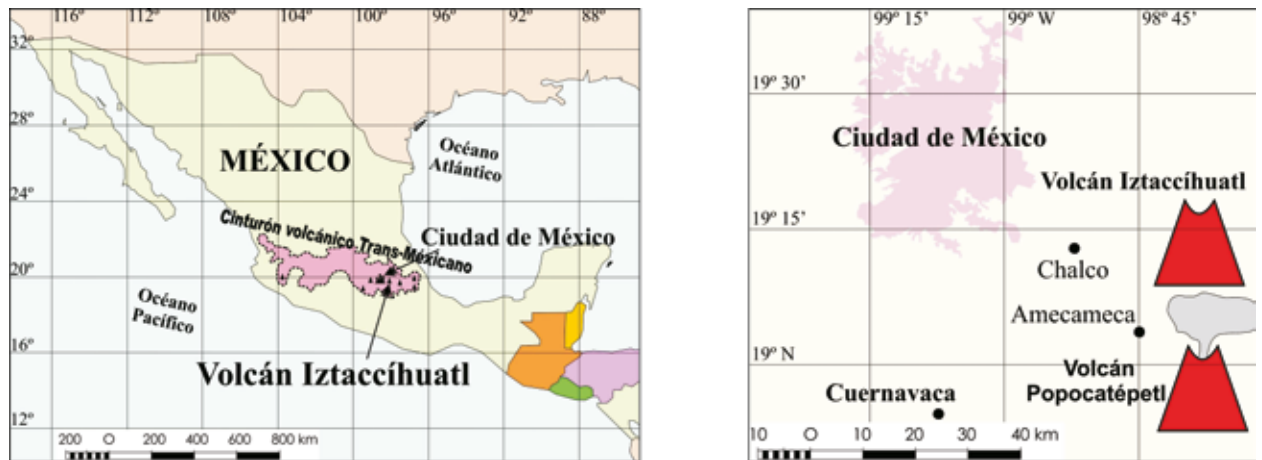


FIG. 1. Localización del volcán Iztaccíhuatl en el centro del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano, al sureste de la ciudad de México. En la página siguiente, localización del volcán Iztaccíhuatl en la imagen Landsat del año 2000.

Osmaston, 2002). Por otro lado, la mayor parte de las montañas tropicales que podrían tener permafrost son volcanes, en muchos casos activos, por lo que participan otros factores, como el intenso calor geotérmico, en su distribución. La influencia de la actividad volcánica en la distribución del permafrost resulta también muy mal conocida, ya sea en áreas tropicales o en otras (Woodcock, 1974; Kellerer-Pirklbauer y otros, 2007; Abramov y otros, 2008). Sin embargo, muchos de esos grandes volcanes tropicales se localizan en áreas áridas o semiáridas y el posible permafrost existente en sus laderas puede ser un factor positivo para las poblaciones próximas, ya que podría suponer una importante reserva hídrica, o negativo, al ser una posible fuente de alimentación de catastróficos procesos hidrovulcánicos, frecuentes y muy perjudiciales en estas áreas (Thouret y Lavigne, 2000), como de hecho lo supone la degradación del permafrost en áreas mucho más estables (Haeberli y otros, 1997; Harris y otros, 2001).

Un ejemplo de esta situación es el estado del conocimiento sobre la existencia del permafrost en los grandes estratovolcanes mexicanos. Lorenzo (1969), guiado por la observación de la existencia de formas periglaciares activas, como *sorted stripes* en las morrenas del glaciar de Ayoloco, en el Iztaccíhuatl (White, 1962), hidrolcolitos en el Nevado de Colima, alrededor de 4.000 m s. n. m. (Lorenzo, 1961) y suelos ordenados, escalones y *piprake* en el Nevado de Toluca, entre los 4.150 y los 4.400 m (Villalpando, 1968), determina la existencia del piso periglaciario con la ayuda de los datos de dos estaciones meteorológicas de montaña (Nevado de Toluca y Altzomoni, en el Iztaccíhuatl), situadas en torno a los

4.000 m s. n. m. Según este autor, la actividad periglaciaria (alternancia de hielo y deshielo diarios) empezaría por encima de los 3.900 m s. n. m., justo a partir del límite de la vegetación forestal, y propone la existencia de permafrost a partir de los 4.600 m, en las tres montañas más elevadas de México (pico de Orizaba, Popocatepetl e Iztaccíhuatl). Este hecho se confirma, según este autor, por la presencia de campos de bloques, a 4.700 m s. n. m. en el Iztaccíhuatl. Posteriormente, Heine (1975 y 1994) señala la presencia de permafrost discontinuo en el pico de Orizaba, entre los 4.600 m s. n. m. y el término del glaciar. El autor indica que se trata de permafrost relicto que se generó durante la Pequeña Edad de Hielo (PEH), cuando la temperatura se estima que fuera 2 °C inferior a la actual. Lauer y Klaus (1975) obtuvieron datos según los cuales la temperatura media anual del suelo (TMAS) a -70 cm es negativa por encima de los 5.000 m de altitud. En esta cota, 360 días al año registran mínimas por debajo de 0 °C. Posteriormente, Lauer (1978) señala que la TMAS a 70 cm de profundidad desciende con la altitud a razón de 0,5 °C por cada 100 m y que a la altitud del límite superior del bosque es de unos 5 °C, con una amplitud anual de 4 °C, una oscilación diaria media anual de 6 °C y con 210 días en los que se registran temperaturas negativas. Este mismo autor observa que las fluctuaciones diarias de temperatura se reducen con la profundidad, de manera que en el límite de bosque (3.900 m), a 50 cm en el interior del suelo, no se produce oscilación diaria y la temperatura es similar a la media anual registrada en el aire. Gorbunov (1978) propone la presencia de permafrost en las cumbres de volcanes extintos de México por encima de los



4.500 m s. n. m. Péwé (1983) recoge ambas citas en su recopilación sobre la distribución de permafrost alpino en Norteamérica. En 1983, Guodong (1983) realiza una gráfica con la línea de altitud del límite inferior del permafrost en el hemisferio norte y en los Andes, donde vuelve a proponer los 4.600 m para la zona entre los 10° y 20° N. Desde entonces, los distintos autores (Guodong y Dramis, 1992; Heine, 1994) han utilizado la isohipsa de 4.600 m para determinar el límite inferior del permafrost en los volcanes mexicanos. A pesar de que existen algunas citas recientes sobre la presencia de suelo helado en volcanes activos mexicanos, como en el pico de Orizaba (Palacios y Vázquez-Selem, 1996; Palacios, Parrilla y Zamorano, 1999) y en el Popocatepetl (Delgado, 1986; Vázquez-Selem, 1989; Palacios y Marcos, 1998; Palacios, Zamorano y Parrilla, 1998; Palacios, Zamorano y Gómez, 2001; Palacios, Zamorano y Andrés, 2007), todavía no se han establecido unos límites altitudinales precisos, ni se ha detallado su relación con la actividad volcánica. En realidad, los criterios básicos de la distribución de permafrost en México, que se vienen aplicando a los modelos de distribución planetarios, proceden de unos datos experimentales mínimos, obtenidos para estudiar la distribución de la vegetación (Lauer y Klaus, 1975; Lauer, 1978) y del estudio de unas series meteorológicas muy cortas (Lorenzo, 1961).

El objetivo de este trabajo es realizar un estudio experimental sobre la distribución del permafrost y los procesos periglaciares en México (Palacios, Zamorano y Andrés, 2007), a partir de la obtención de datos directos sobre las temperaturas del suelo a diferentes profundidades y del aire, a distintas altitudes, en un estratovolcán mexicano que supere ampliamente los 4.600 m de altitud, que esté inactivo y cuyos resultados se puedan considerar de origen climático y se puedan comparar, en trabajos posteriores, con los obtenidos en otro volcán activo próximo.

## II. ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio seleccionada es el volcán Iztaccíhuatl (19° 10' 20" N, 98° 38' 30" W, 5.230 m s. n. m.), ya que es el único inactivo de los volcanes mexicanos que superan los 5.000 m (figura 1). Por otro lado, se localiza a sólo 16 km del volcán activo Popocatepetl, por lo que los resultados servirán para estudiar, en trabajos posteriores, la posible diferencia existente con este volcán, donde, tal vez, existan influencias del calor geotérmico en las capas superficiales del suelo. Por otro lado, el Iztaccíhuatl se localiza próximo a enormes poblaciones, a 60 km al SE del centro de la Ciudad de

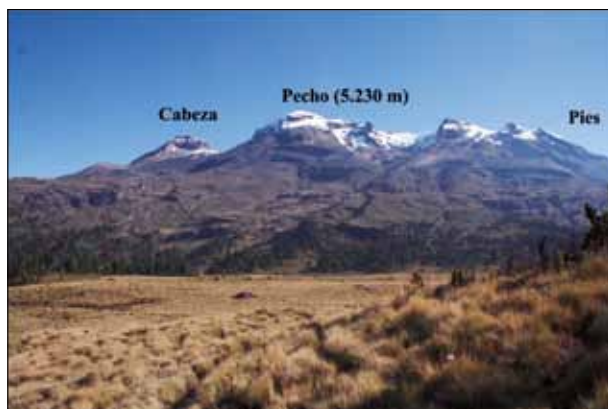


FIG. 2. Dorsal volcánica del Iztaccíhuatl, que se levanta sobre la caldera Llano Grande y está formada por la alineación de varios conos volcánicos coalescentes. El de mayor altitud es el central, denominado Pecho (5.230 m s. n. m.), en cuyo cráter todavía pervive el glaciar más importante del complejo. Fotografía tomada desde el suroeste en noviembre de 2008 por Lorenzo Vázquez-Selem.

México y a 50 km al NW de la ciudad de Puebla, por lo que el estudio de la evolución del permafrost es especialmente importante. El Iztaccíhuatl pertenece al conjunto de estratovolcanes que forman parte del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM), que recorre México entre los paralelos 19° y 21°N, desde el Pacífico hasta el golfo de México, a lo largo de 1.000 km, con una anchura que oscila entre los 50 y los 200 km. El CVTM es un arco continental, originado por la subducción de las placas de Ribera y Cocos bajo el continente americano (Pasquarè y otros, 1987; Johnson y Harrison, 1990). El Iztaccíhuatl, como la gran mayoría de los grandes edificios o complejos volcánicos actuales del CVTM, ha desarrollado su formación durante el Pliocuaternario y está compuesto por lavas que varían entre andesitas, dacitas y ocasionalmente riolitas (Mooser, 1972; Demant, 1978).

El Iztaccíhuatl («mujer blanca» en náhuatl, idioma prehispánico en México) es una dorsal volcánica de 7 km de longitud, compuesta por tres cumbres principales alineadas N-S, denominadas por las partes del cuerpo de una mujer, a cuyo perfil se asemejan (Cabeza, 5.146 m; Pecho, 5.230 m, y Pies, 4.703 m) (figura 2). A su vez, esa dorsal forma parte del Parque Nacional de Sierra Nevada, junto con el estratovolcán Popocatepetl al sur y el Teyotl al norte. El Iztaccíhuatl actual se levantó por la actividad eruptiva de tres volcanes alineados N-S y coalescentes (volcanes de Cabeza, Pecho y Pies Nuevo), desde hace 300 ka hasta 100 ka AP, sobre las ruinas de dos volcanes previos (volcanes Llano Grande y Pies Antiguo) (Nixon,

1989). La última manifestación volcánica fue la formación del domo dacítico Teyotl al norte de la Cabeza, hace unos 80 ka (Nixon, 1989). Debido a la inactividad eruptiva durante el Pleistoceno tardío, el complejo volcánico Iztaccíhuatl conserva una de las mejores secuencias de frentes morrénicos de México. Las morrenas más antiguas conservadas y de mayor avance, cuyos frentes están entorno a los 3.000 m s. n. m., pueden pertenecer al Marine Isotope Stage 6 (MIS 6) (Vázquez-Selem y Heine, 2004). Vázquez-Selem (2000) y Vázquez-Selem y Heine (2004) han datado el último máximo avance glaciario (MIS 2), con altitudes mínimas de los glaciares entre los 3.300 y 3.700 m s. n. m., en 20 y 14 ka AP. El retroceso fue significativo a partir de 13 ka AP, pero nuevos avances ocurrieron hace 12 y hacia 8,3-7 ka (frentes glaciares alrededor de los 4.000 m s. n. m.). El último avance fue en la PEH, cuyo complejo morrénico está muy bien representado en el Iztaccíhuatl con altitudes mínimas a los 4.300 m s. n. m. En la actualidad, se conservan pequeños glaciares en las cumbres de Iztaccíhuatl, principalmente en el interior de los cráteres, entre los que destaca el glaciar de Ayoloco, en la vertiente occidental, cuyo frente se encontraba a principios de 2009 a 4.960 m s. n. m., habiendo retrocedido unos 700 m de desnivel desde su máximo en la PEH.

El volcán Iztaccíhuatl se caracteriza por tener unas condiciones climáticas puramente tropicales, con escasa oscilación térmica anual y las precipitaciones concentradas en verano, durante los meses de mayo a octubre, debido al dominio de la zona de convergencia intertropical. La estación invernal se identifica con el predominio de la estabilidad atmosférica que imprime la zona subtropical de alta presión, aunque de forma eventual puede ser sustituida por la circulación del oeste, que introduce ocasionalmente masas de aire polar, fundamentalmente continentales, hacia el centro de México y son las causantes de las escasas precipitaciones de esta estación. Los meses de diciembre y de febrero son los más secos del año. Las estaciones meteorológicas próximas al Iztaccíhuatl tienen una altitud muy baja, en torno a los 2.300 m s. n. m., e indican una temperatura media anual del aire (TMAA) de 16 °C y unas precipitaciones de 850 mm al año. Se ha calculado (Beaman, 1962) que a los 3.500 m de altitud la TMAA es de 8 °C y que a 4.000 es de 5 °C. Este mismo autor supone que la precipitación asciende inicialmente con la altitud, con 1.000 mm anuales a los 2.700 m, 1.200 mm a los 3.000 m y 1.300 mm a los 3.200 m. A partir de aquí, la precipitación disminuye, con 1.200 mm a los 4.000 m. El límite altitudinal del bosque se encuentra, como media, a 3.900 m (Beaman, 1962). Por encima de este límite

CUADRO I. Estaciones cercanas al Iztaccíhuatl, para las que existen datos térmicos diarios simultáneos a la toma de temperaturas por las sondas automáticas instaladas en este trabajo

Clave	Nombre	Latitud	Longitud	Altitud (m s. n. m.)	Años
15007	Amecameca de Juárez (SMN)	19° 08' 26" N	98° 46' 20" W	2.470	2001-2006
15103	San Pedro Nexapa	19° 05' 01" N	98° 44' 18" W	2.620	2001, 2003-2005

CUADRO II. Estaciones de sondas térmicas de aire (+100 cm) y suelo (-10, -20, -30, -60, -80 y -100 cm) en la vertiente meridional del volcán Iztaccíhuatl

Nombre	Latitud (N)	Longitud (W)	Altitud (m)	Orientación
IZTA-1	2.115.855,24	537.294,59	4.137	N
IZTA-2	2.116.725,26	537.906,26	4.382	N
IZTA-3	2.117.754,22	538.176,30	4.681	S
IZTA-4	2.119.184,63	537.690,30	4.890	N
IZTA-5	2.118.662,23	538.159,95	5.020	Cumbre

se extiende el piso del pastizal alpino, con formación de gramíneas altas, y partir de los 4.400 m desaparece la vegetación vascular (Almeida y otros, 1994 y 2004).

### III. MÉTODOS

En el área de estudio no es posible aplicar los métodos de localización y modelización de la distribución de permafrost más habituales en zonas templadas y polares. El método *bottom temperature snow* (BTS), propuesto por Haerberli (1973) y que ha demostrado ampliamente su utilidad en diversas montañas templadas, como los Alpes (Hoelzle, 1992; King, 1992; Hoelzle y otros, 1993; Dobinski, 1998), Escandinavia (Jeckel, 1988; Ødegård y otros, 1996; Isaksen y otros, 2002), Japón (Ishikawa e Hirakawa, 2000), Polonia (Mościcki y Kędzia, 2001) o España (Tanarro y otros, 2001; Serrano y otros, 2001; Julián y Chueca, 2007), no se puede aplicar en el Iztaccíhuatl, ya que, según la experiencia obtenida, la nieve y, fundamentalmente, el granizo, que es el principal tipo de precipitación en las áreas cimera de los volcanes mexicanos, permanecen en el suelo únicamente unos días. Como es bien conocido, las medidas de BTS tienen que tomarse con un espesor de nieve de al menos 80 cm constante durante al menos tres meses (King, 1990; Hoelzle, 1992, Hoelzle y otros, 1993; Keller y Gubler, 1993), a finales de invierno o principios de primavera (Imhof y

otros, 2000), que es cuando están acordes con los valores empíricos: menos de -3 °C indica permafrost probable, entre -3 °C y -2 °C, permafrost posible, y más de -2 °C, permafrost improbable.

Por otro lado, el acceso a las áreas altas del Iztaccíhuatl es difícil, arriesgado y muy penoso, lo que impide el transporte de material pesado, y no se pueden hacer, por tanto, perforaciones profundas. Por este motivo, las principales fuentes de información utilizadas para deducir la existencia y distribución del permafrost han sido la elaboración de estadísticas con los datos de estaciones meteorológicas y de sondas automáticas para medir temperaturas del aire y suelo, instaladas en este trabajo, y la aplicación de diversos modelos para poder generalizar los datos obtenidos de las sondas.

En concreto, se han utilizado los datos térmicos ofrecidos por el Servicio Meteorológico Nacional de México, de las estaciones San Pedro Nexapa y Amecameca de Juárez (cuadro I), que ofrecen valores diarios (máxima, mínima y media) dentro del periodo de tiempo en el que han estado funcionando las sondas térmicas instaladas en este trabajo.

Además, se instalaron sondas térmicas del aire (+ 100 cm) y del suelo a distintas profundidades (-10, -20, -30, -60, -80 y -100 cm) en cinco estaciones desde los 4.137 m a los 5.020 m de altitud (cuadro II) entre los años 2001 y 2008. Las estaciones se localizan en la vertiente suroccidental del volcán, pero las estaciones IZTA-1, 2 y 4 es-



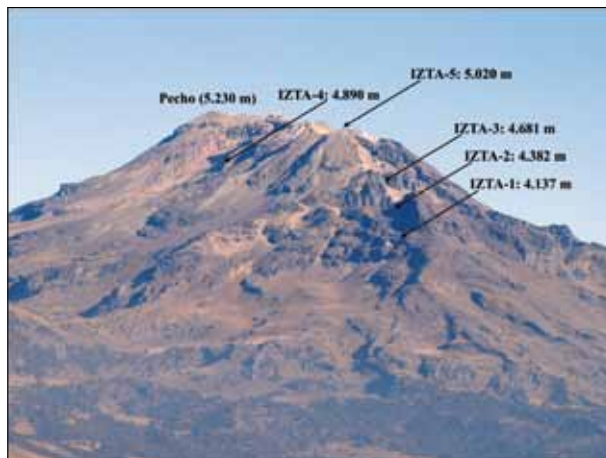


FIG. 3. Localización de las cinco estaciones térmicas del volcán Iztaccíhuatl del aire y del suelo a distintas profundidades (-10, -20, -30, -60, -80 y -100 cm) instaladas para este trabajo a distintas altitudes. Las estaciones se localizan en la vertiente suroccidental del volcán, pero las estaciones IZTA-1, 2 y 4 tienen orientación norte; la estación IZTA-3, orientación sur, y la IZTA-5 está justo en la cumbre de las Rodillas del Iztaccíhuatl. Fotografía de febrero de 2005 tomada desde el sur por David Palacios.

tán bajo paredes con orientación norte, la estación IZTA-3 tiene orientación sur y la IZTA-5 está justo en la cumbre de las Rodillas del Iztaccíhuatl (figura 3).

Para realizar las modelizaciones, se usó un modelo digital de elevaciones (MDE) de todo el complejo volcánico de Sierra Nevada del INEGI (Gobierno de México), con una resolución espacial de  $20 \times 20$  m.

En primer lugar, se evaluaron los datos obtenidos con las sondas térmicas, en muchos casos dobles, y se desecharon series enteras por sus valores erróneos o inseguros. Algunas de las sondas se perdieron, fueron alteradas por excursionistas o sufrieron destructivos procesos de ladera, con lo que se lograron obtener series de datos mucho más limitadas de lo esperado en un principio, pero de alto valor cualitativo. Con estos datos, tratados en una hoja de cálculo, se obtuvieron datos estadísticos diarios (temperatura media verdadera, mínima y máxima absolutas y amplitud térmica diaria), mensuales (temperatura media, máximas y mínimas medias y absolutas y amplitud térmica) y anuales (temperatura media, máximas y mínimas medias y absolutas y amplitud térmica).

A partir de estos datos, se obtuvieron modelos de gradientes térmicos en profundidad en cada una de las estaciones de muestreo por separado, a partir de series comunes de las sondas instaladas a distintas profundidades en el suelo. En una hoja de cálculo se extrajeron por separado las ecuaciones de las líneas de tendencia esta-

blecidas entre las temperaturas medias anuales, las medias de los meses más cálidos y las medias de los meses más fríos obtenidas a distintas profundidades. Las dos últimas líneas tienden a juntarse en un punto en el que la amplitud diaria y anual es nula, siguiendo el patrón de distribución de temperaturas en el suelo propuesto por Van Everdingen (1985), recogido por la ACGR (Associate Committee on Geotechnical Research, 1988) y ampliamente utilizado por los expertos en permafrost y ambientes periglaciares (French, 2007).

Las temperaturas medias anuales en cada nivel de observación se relacionaron con la altitud y se analizó el nivel de correlación entre estas dos variables. El ajuste a una recta o a una curva sirvió de base para la estimación de la TMAA en la ladera en la que se encuentran las estaciones. Para ello se empleó la herramienta Raster Calculator, donde se operó la ecuación del ajuste más preciso con el MDE.

Las investigaciones actuales sobre distribución del permafrost se basan en el desarrollo de modelos, principalmente sistémicos (Riseborough y otros, 2008), la mayoría de los cuales se basan en extrapolaciones a partir de datos BTS y de perforaciones profundas. Ninguno de estos tipos de datos es posible de obtener en el Iztaccíhuatl, como se ha indicado anteriormente. Otros modelos empíricos actuales se basan únicamente en la relación entre las TMAA y la elevación del terreno. Éstos se aplicaron inicialmente a media y gran escala en Escandinavia (por ejemplo, Ødegård y otros, 1996) y después fueron verificados a microescala mediante medidas de temperatura y resistividad en el campo (Etzelmüller y otros, 2001). Isaksen y otros (2002) demostraron que para Escandinavia la temperatura del suelo queda explicada por la variabilidad de la altitud, mientras que los valores de radiación tienen menor influencia. Con esto, Etzelmüller y otros (2003 y 2007) realizaron la cartografía de distribución del permafrost de montaña en Noruega y en Islandia.

Abramov y otros (2008) utilizan un método estadístico simple en el que consideran que los principales factores que controlan la distribución del permafrost son la temperatura del aire y la radiación solar, seguidos por la vegetación y la cubierta nival. Su objetivo es generar un mapa de la temperatura media anual del suelo (TMAA) para la región de estudio (el grupo de volcanes Klychevskaya), partiendo de los datos de temperatura del aire de una estación meteorológica y de varios puntos de muestreo a distintas altitudes. Con un MDE y los valores de la TMAA observados, estiman una distribución de la TMAA en toda el área, basándose en un gradiente térmico altitudi-

CUADRO III. Resumen de las temperaturas anuales (en °C) recogidas en las cinco estaciones en la temporada 2002-2003 a distintas profundidades (prof.), número de días con temperaturas máximas inferiores a 0 °C (días T<0) y número de días en los que la temperatura oscila alrededor de 0 °C (días <0>)

Prof.	Estación	T media anual	T máx. abs.	T mín. abs.	Amplitud absoluta	Días t<0	Días <0>
-10 cm	IZTA-1 4.137 m	4,47	22,31	-3,87	26,18	32	56
-80 cm	IZTA 1 4.137 m	5,02	8,65	2,15	6,50	0	0
-10 cm	IZTA-2 4.382 m	2,10	14,66	-4,75	19,41	125	8
-60 cm	IZTA-2 4.382 m	2,37	4,66	0,36	4,30	0	0
-10 cm	IZTA-3 4.681 m	3,08	13,63	-2,76	16,39	48	11
-10 cm	IZTA-4 4.890 m	0,63	18,48	-9,89	28,37	35	134
-30 cm	IZTA-4 4.890 m	-0,58	0,13	-3,42	3,55	303	38

CUADRO IV. Temperaturas medias mensuales de las cinco estaciones en la temporada 2002-2003 a distintas profundidades

Mes	IZTA-1 4.137 m -10 cm	IZTA-1 4.137 m -80 cm	IZTA-2 4.382 m -10 cm	IZTA-2 4.382 m -60 cm	IZTA-3 4.681 m -10 cm	IZTA-4 4.890 m -10 cm	IZTA-4 4.890 m -30 cm
Agosto	7,90	6,97	4,84	3,77	3,07	1,19	-0,08
Septiembre	7,55	7,07	4,70	3,96	3,63	1,61	-0,08
Octubre	5,12	6,41	1,97	3,27	2,72	0,28	-0,08
Noviembre	2,15	5,21	0,32	2,54	0,54	-1,47	-0,65
Diciembre	-1,08	3,12	-2,20	1,35	-0,50	-3,02	-2,33
Enero	-0,61	2,42	-1,75	0,79	0,35	-2,13	-2,26
Febrero	-0,17	2,19	-2,16	0,56	1,90	-0,12	-1,26
Marzo	1,96	2,15	-0,54	0,36	4,33	2,47	-0,16
Abril	4,66	2,53	3,32	0,55	5,77	2,08	-0,08
Mayo	8,37	6,25	6,28	2,92	7,09	3,65	-0,06
Junio	8,78	7,70	5,15	4,07	4,14	1,80	-0,01
Julio	9,07	8,22	5,23	4,28	3,97	1,22	0,12

nal. Este modelo de distribución de TMAA, junto con un modelo de radiación solar (radiación solar directa media anual, Corripio, 2003) y una constante establecida por la relación entre la diferencia entre la TMAA estimada y la TMAA medida en los puntos de muestreo con el valor de radiación solar directa, sirven para estimar la distribución de las TMAA. La fórmula que aplican Abramov y otros (2008) en el caso de su estudio es la siguiente:

$$TMAA = TMAA + 0,02 \times rad$$

donde

TMAA: temperatura media anual del suelo estimada;

TMAA: temperatura media anual del aire estimada a partir de la TMAA de los observatorios y del MDE;

RAD: radiación solar directa media anual (W/m<sup>2</sup>);

0,02: pendiente de la recta de regresión que relaciona los valores de  $\Delta T$  y RAD de las estaciones de muestreo;

$\Delta T$ : diferencia entre la TMAA estimada y la TMAA medida en los puntos de muestreo.

Según los valores obtenidos en la fórmula para las TMAA, se distinguen cuatro cinturones:

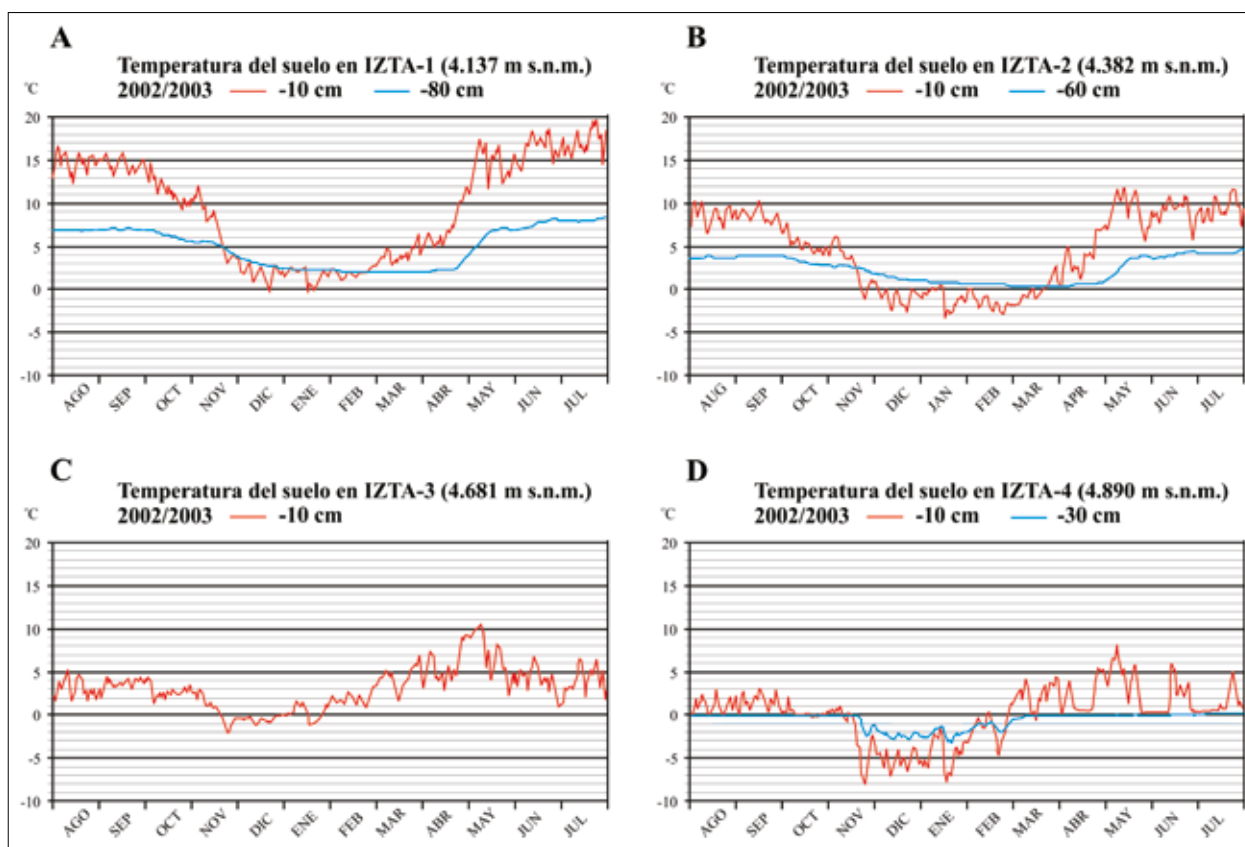


FIG. 4. Distribución anual de las temperaturas medias diarias a distintas profundidades en las estaciones IZTA-1, 2, 3 y 4, para la serie 2002-2003. Por imposición del tiempo de descarga de datos de los sensores y por la pérdida de información, la serie anual comienza el 1 de agosto y finaliza el 31 de julio.

- sin permafrost, con TMAS entre 2 °C y 4 °C;
- paquetes aislados de suelo siempre-helado (< 10 % del área), con TMAS entre 0 °C y 2 °C;
- permafrost discontinuo (10-80 % del área), con TMAS entre -2 °C y 0 °C;
- permafrost continuo (> 80 % del área), con TMAS entre -20° C y -2 °C.

Al mapa de distribución de TMAS le superponen el mapa de índice de vegetación (Huete, 1988) y la delimitación de las áreas glaciadas (según Rott, 1994). Además, los valores estimados se validaron con los datos obtenidos en el campo durante la campaña 2006-2007 en distintas perforaciones y distintas profundidades.

Por la imposibilidad de aplicar modelos más complejos, en este trabajo se ha aplicado al Iztaccíhuatl el modelo propuesto por Abramov y otros (2008), teniendo

en cuenta que, en este caso, ni la nieve ni la vegetación interfieren en la distribución del permafrost. Por lo tanto, para realizar la cartografía de distribución de las TMAS se ha empleado un modelo de distribución de las TMAA y un modelo de radiación. Para el primer caso se ha creado un mapa a partir de la ecuación de la recta de regresión de los datos de TMAA recogidos en las estaciones y la altitud, empleando para ello el MDE. También el MDE ha sido la base para calcular el modelo de radiación directa media anual con la herramienta Solar Radiation de Arc-Toolbox. Esta aplicación proporciona la cantidad de radiación solar incidente a partir de una capa *raster* con los datos de altitud, así como la radiación solar directa. Entre las opciones, se ha elegido el cálculo por años, de manera que se han conseguido las distribuciones de radiación solar directa entre los años 2001 y 2008. Las capas resultantes se expresan en Wh/m<sup>2</sup>. Mediante Raster Calculator se ha calculado la radiación directa media



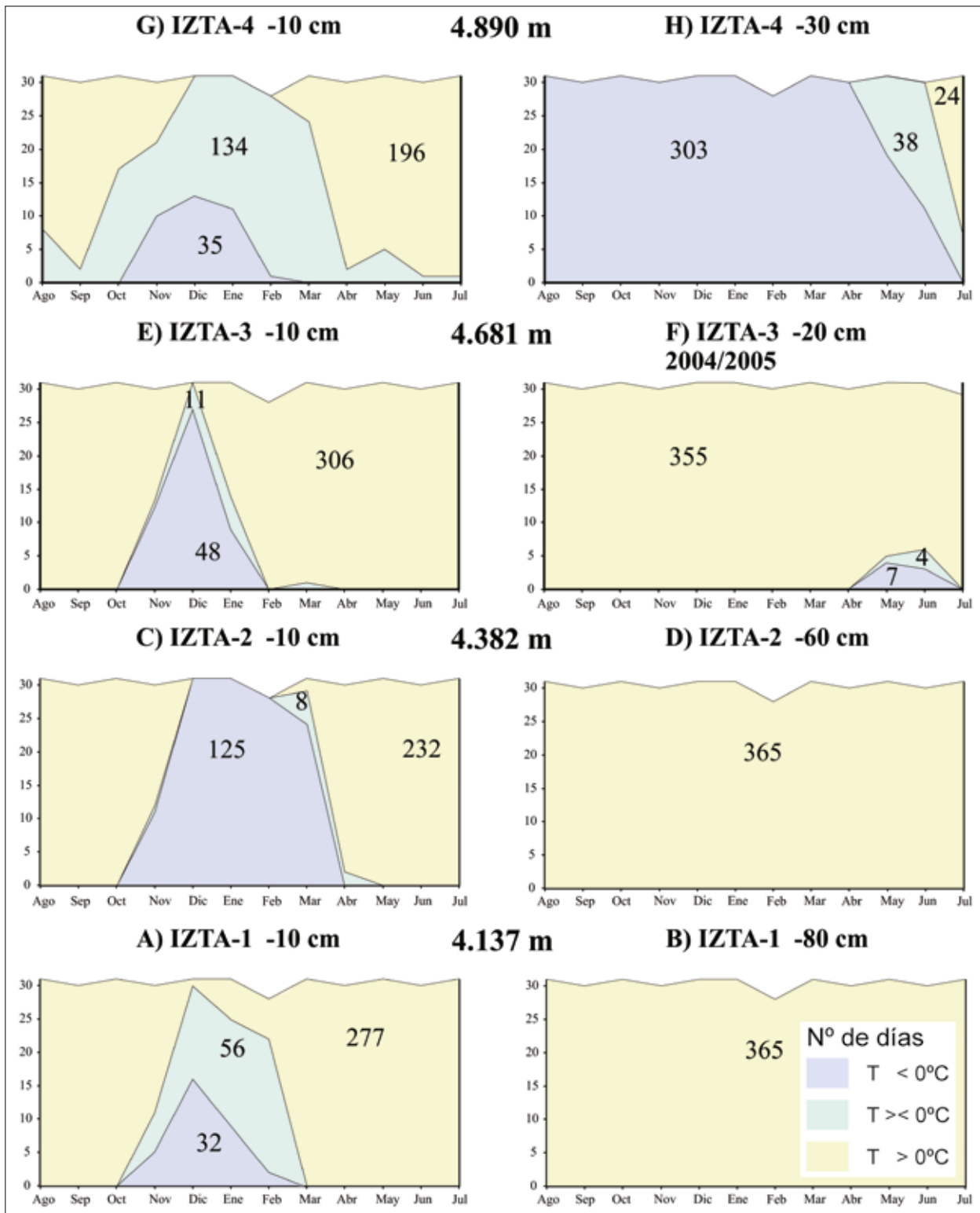


FIG. 5. Distribución de los días de helada permanente, días con oscilaciones sobre  $0^\circ\text{C}$  y días con temperaturas positivas en la serie anual 2002-2003, salvo la figura F, donde se han incluido datos de la serie 2004-2005, para facilitar la comparación en el texto. Las series van del 1 de agosto al 31 de julio por imposición del tiempo de descarga de datos de los sensores y por la pérdida de datos.

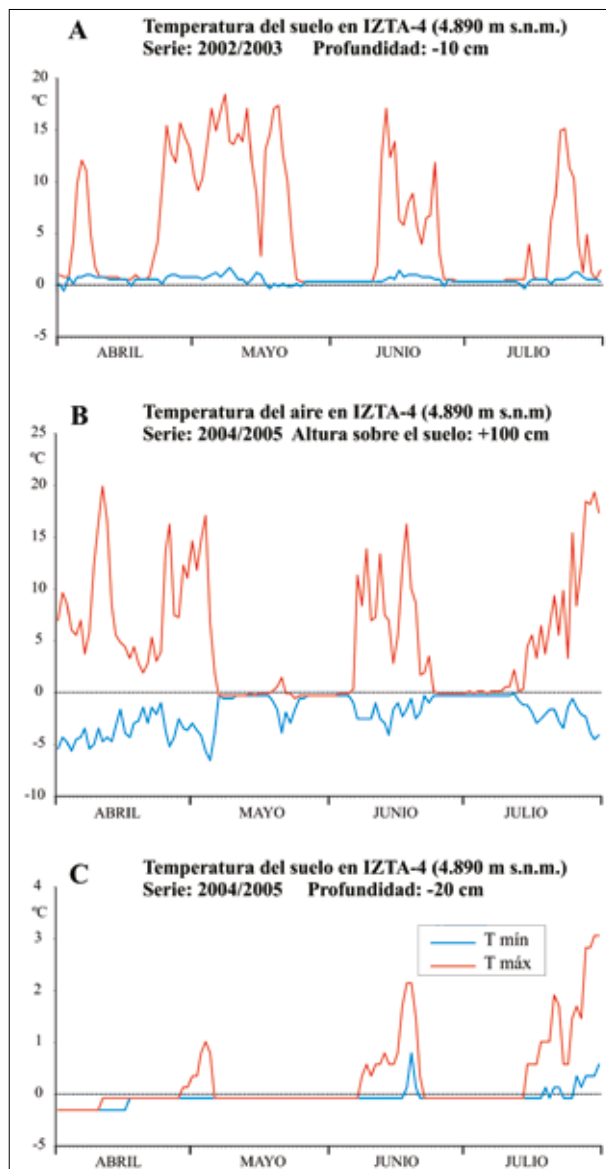


FIG. 6. Distribución de las temperaturas máximas y mínimas diarias en meses donde se detecta una mayor prolongación en el periodo de estabilización térmica en torno a los 0°C. A) Temperaturas del suelo de la sonda IZTA-4 a -10 cm (serie 2002-2003). B) Temperaturas del aire de la sonda IZTA-4 a +100 cm (serie 2004-2005). C) Temperaturas del suelo de la sonda IZTA-4 a -20 cm (serie 2004-2005).

de los ocho años considerados y después se ha calculado la radiación en un año, es decir, en  $W/m^2$ . La resolución de las capas finales se ha considerado adecuada, ya que para su creación se emplearon MDE con resoluciones espaciales inferiores a 75 m, tal como recomiendan Heggen y otros (2005).

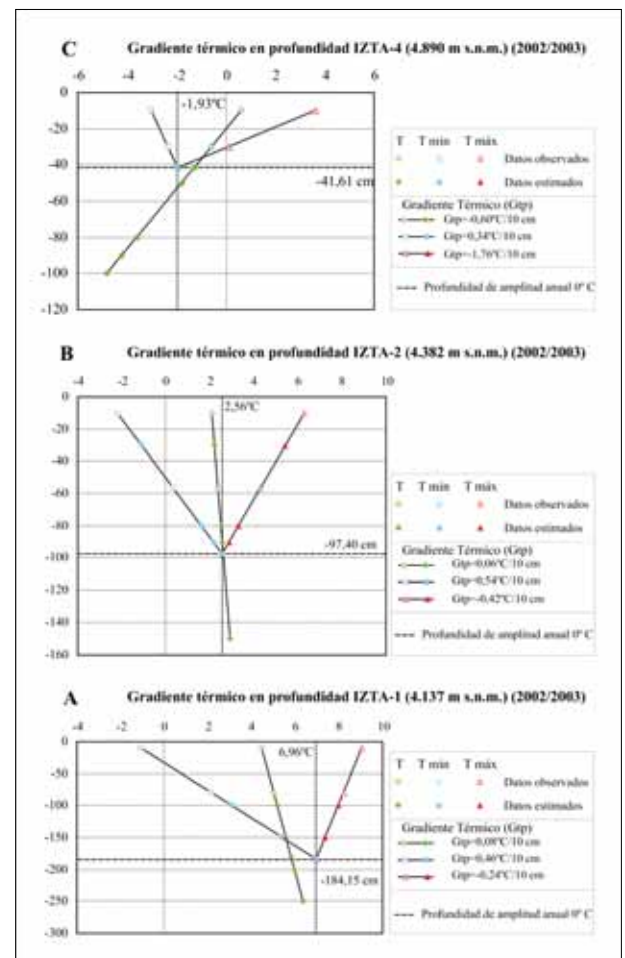


FIG. 7. Temperatura media anual (T), temperatura media mensual mínima (T mín.) y temperatura media mensual máxima (T máx.) observadas y estimadas según tendencias lineales en las estaciones. A) IZTA-1. B) IZTA-2. C) IZTA-4.

#### IV. CARACTERÍSTICAS DE LA TEMPERATURA EN EL SUELO

La pérdida de información por las diversas causas enumeradas anteriormente ha restringido el análisis a series de datos limitadas. Este hecho ha impedido hacer medias fiables entre las series de varios años. Una de las series más completa y representativa, que nos puede servir como ejemplo, es la del año 2002-2003 (cuadros III y IV y figuras 4 y 5). De la observación de los datos anuales (cuadro III) se puede destacar una tendencia general a aumentar la TMAS ligeramente con la profundidad en las primeras estaciones, con  $+0,078$  °C cada 10 cm en IZTA-1 y  $+0,054$  °C en IZTA-2. Lo mismo ocurre en las se-



FIG. 8. Hielo muerto perteneciente al glaciar de Ayoloco desconectado en 1970 de la lengua glaciar, que ha sobrevivido bajo la pared septentrional de la peña Aguilera en las proximidades de la estación IZTA-4. Fotografía de David Palacios, noviembre de 2008.

ries de otros años en estas estaciones. Sin embargo, esta tendencia se rompe en IZTA-4, donde ocurre exactamente lo contrario, con una disminución de  $-0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$  cada 10 cm, lo que puede advertir de la existencia de un foco frío en el interior del suelo en esa estación. La amplitud térmica absoluta disminuye drásticamente con la profundidad en todas las estaciones, pero lo hace con una mayor intensidad en las de mayor altitud. Así, mientras IZTA-1 disminuye su amplitud térmica en  $2,81\text{ }^{\circ}\text{C}$  cada 10 cm, IZTA-4 disminuye en  $12,41\text{ }^{\circ}\text{C}$  en esos mismos 10 cm. Este parámetro es constante en las series de otros años y puede, de nuevo, indicar la existencia de un valor regulador de la temperatura en profundidad, como puede ser el hielo en el suelo, en las estaciones más altas.

Con relación a las temperaturas medias mensuales (cuadro IV) y diarias (figura 4), se vuelve a destacar una anomalía entre las estaciones bajas (IZTA-1 y 2) y altas (IZTA-4). Mientras en las primeras la temperatura mínima se retrasa en profundidad de forma muy considerable (diciembre a  $-10\text{ cm}$  y marzo a  $-60$  y  $-80\text{ cm}$ ), en la más alta no ocurre lo mismo, sino que las temperaturas mínimas son el mismo mes, y sólo lleva un retraso de unos pocos días (figura 4D). Esto se debe indudablemente a que, mientras en las estaciones más bajas la pérdida de calor del suelo es paulatina y lenta a medida que llegan los efectos de la pérdida de radiación en la estación invernal, en el observatorio superior esa pérdida es casi inmediata, ya que obedece a dos fuentes de frío, el atmosférico y el interno, derivado indudablemente de la existencia de hielo en profundidad.

Con relación a los ciclos de hielo/deshielo (cuadro III y figura 5) y de la posible distribución de un cinturón periglaciario en el volcán, es destacable la falta de correspon-

dencia entre un mayor número de ciclos y la altitud a la única profundidad que hemos podido comparar en todas las estaciones de una misma serie anual, que es la más superficial (a  $-10\text{ cm}$ ). Precisamente el mayor número de ciclos se da en una de gran altitud (134 ciclos en IZTA-4), seguida de la de menor (66 ciclos en IZTA-1), mientras que las altitudes intermedias (aproximadamente entre los 4.200 y los 4.700) el número de ciclos diarios de hielo/deshielo es mínimo, cuando, sin embargo, precisamente este cinturón, por encima del nivel del bosque y por debajo de los glaciares, era el considerado el más activo para los procesos periglaciares. Con respecto al número de ciclos hielo/deshielo existentes a niveles más profundos, éstos se reducen considerablemente hasta los  $-30\text{ cm}$  y no existen a profundidades inferiores salvo en la estación IZTA-4. Por ejemplo, no hay ninguno en la serie que hemos tomado como muestra en las estaciones IZTA-1 y 2 (figura 5B y 5D). Para destacar la mínima acción periglaciario, se incluyen los datos observados de la estación IZTA-3 de otra serie (2004-2005) a  $-20\text{ cm}$  (figura 5F), donde se muestra la drástica disminución de días de helada permanente con que se profundice sólo 10 cm, lo que es general en todas las series anuales observadas de las tres estaciones inferiores. Sin embargo, la estación IZTA-4 muestra un comportamiento diferente de la tendencia de las estaciones inferiores. El número de días con heladas permanentes disminuye en su sonda más superficial (figura 5G) con respecto a las demás estaciones, a la vez que aumentan enormemente los ciclos diarios de hielo/deshielo; pero ocurre lo contrario en cuanto aumenta 20 cm la profundidad (figura 5H), donde sólo 24 días al año no tienen temperaturas negativas. Este hecho hace pensar que, con una profundidad un poco mayor, se alcanzaría el nivel de permafrost.



FIG. 9. Detalle del hielo muerto de la figura 8. Fotografía de Lorenzo Vázquez, julio de 2003.

Es interesante destacar la falta de coherencia entre los datos de la estación IZTA-3 (figura 5E), con menos de la mitad de días de helada permanente que la IZTA-2 (figura 5C), a pesar de estar casi 300 m por encima en altitud. La lógica explicación es que la primera tiene una orientación sur y la segunda norte, lo que viene a demostrar la importancia de la orientación en la distribución de los fenómenos periglaciares, también en estas montañas de baja latitud, pero con un invierno muy seco.

Es también importante resaltar cómo los datos de temperatura de la sonda más superficial (-10 cm) no reflejan prácticamente nunca la presencia de nieve en el suelo, salvo en la estación más alta (IZTA-4), que muestra temperaturas estabilizadas en torno a 0 °C, durante un máximo de 17 días de forma intermitente en la estación húmeda (figura 4D). Podemos comparar los datos de estos periodos (figura 6A) con los obtenidos en el periodo de más prolongada estabilización térmica en todas las series, que se dio también en la estación IZTA-4, en la serie 2004-2005 (figura 6B y 6C). En este caso, se ha incluido también la temperatura del aire (figura 6B), donde el sensor, a pesar de estar a 1 m del suelo, es también afectado por el efecto aislante de la nieve y provoca su estabilización térmica, aunque tanto en el del aire como en el suelo la nieve desaparece siempre con gran rapidez.

Los indicios observados sobre la posibilidad de existencia de permafrost en la estación IZTA-4 se confirman al estimar el gradiente térmico en profundidad de la serie de 2002-2003 (figura 7). En el caso de la estación IZTA-1 (figura 7A), ajustando las líneas de tendencia de las temperaturas a -10 y a -80 cm, se obtiene que la amplitud térmica anual nula se da a los 1,85 m de profun-

dididad, con una temperatura de 6,6 °C. En el caso de la estación IZTA-2 (figura 7B), prolongando las líneas de tendencia entre las temperaturas observadas a -10 y -60 cm, la amplitud térmica cero se encuentra a poco menos de un metro de profundidad, cuando la temperatura media anual es de 2,60 °C. Estos resultados muestran que no existe permafrost en estas estaciones. En la estación IZTA-4 (figura 7C), el ajuste de tendencias lineales entre las temperaturas de -10 cm y de -30 cm indica que la amplitud térmica cero se alcanza a sólo algo más de 40 cm de profundidad y a una temperatura de casi -2 °C, lo que señala, sin lugar a dudas, la existencia de permafrost en esta estación.

Estos datos explicarían el hecho de que se haya encontrado hielo glaciar muerto bajo las paredes con orientación septentrional del valle glaciar de Ayoloco, que han sobrevivido más de treinta años, bajo un manto de derrubios de aproximadamente un metro de espesor. En efecto, en las proximidades de la estación IZTA-4 se han observado importantes masas de hielo glaciar en áreas que se tiene la seguridad de que fueron deglaciadas a partir de 1970 y que ya estaban completamente desconectadas del resto glaciar en 1977 (figuras 8 y 9).

## V. GRADIENTE ALTITUDINAL DE LA TEMPERATURA DEL AIRE

Para calcular el gradiente térmico vertical del aire se dispone de muy pocos datos propios, ya que la mayoría se perdieron debido a la destrucción de las sondas. Tan sólo las dos estaciones más altas ofrecen datos plenamente validados, pero para dos periodos diferentes: la IZTA-4 (4.890 m), entre agosto de 2004 y julio de 2005, y la IZTA-5 (5.020 m), entre marzo de 2005 y febrero de 2006 (cuadro V y figura 10). Los datos de la temperatura del aire de IZTA-4 se pueden comparar con los de la sonda del suelo a -20 cm, pero las sondas del suelo de IZTA-5 se perdieron por un derrumbe.

Coincidiendo con las mismas fechas que los datos de temperatura del aire de la estación IZTA-4 (entre agosto de 2004 y julio de 2005), se han tomado los datos el observatorio de San Pedro Nexapa, situado a 2.620 m s. n. m., y que dan una TMAA de 15,1 °C. Con estos datos se calculó un gradiente vertical térmico en el que la TMAA disminuye 0,69 °C por cada 100 m de ascenso. La recta de ajuste entre los valores de TMAA (variable dependiente) y de altura presenta la ecuación

$$TMAA = -0,0069 \text{ altura} + 33,3412$$

CUADRO V. *Temperaturas medias mensuales de las estaciones IZTA-4 (aire y suelo a -20 cm) en la temporada 2004-2005 e IZTA-5 (Aire) en la temporada 2005-2006, pero de marzo a febrero, y resumen de las temperaturas medias anuales*

Mes (2004/2005)	IZTA-4 4.890 m aire	IZTA-4 4.890 m suelo -20 cm	Mes (2005/2006)	IZTA-5 5.020 m aire
Agosto	0,94	0,41	Marzo	-3,07
Septiembre	0,42	0,02	Abril	-0,36
Octubre	0,64	-0,08	Mayo	-1,50
Noviembre	-1,43	-0,39	Junio	-0,18
Diciembre	-3,87	-2,30	Julio	-0,44
Enero	-1,47	-2,50	Agosto	-0,52
Febrero	-1,55	-1,41	Septiembre	-0,86
Marzo	-1,43	-0,86	Octubre	-1,24
Abril	0,30	-0,17	Noviembre	-2,39
Mayo	-0,24	-0,04	Diciembre	-3,55
Junio	0,66	0,12	Enero	-3,56
Julio	0,57	0,32	Febrero	-2,78
Anual	-0,54	-0,57	Anual	-1,70
T máx.	19,93	3,06	T máx.	4,66
T mín.	-12,88	-4,75	T mín.	-9,67
Amplitud	32,81	7,81	Amplitud	14,33
Días T < 0 °C	43	292	Días T < 0 °C	212
Días <0 °C>	322	48	Días <0°C>	153

La operación de esta ecuación mediante la herramienta Raster Calculator sobre el MDE da como resultado la distribución de TMAA de la figura 11. Sobre ella hemos considerado la isoterma clave de 0 °C y -2 °C, por su vinculación probable con permafrost; y la de +3 °C, por indicar tradicionalmente el límite de los procesos periglaciares (French, 2007). Según este modelo, estas isothermas se localizarían a las siguientes altitudes:

TMAA -2 °C a 5.100,69 m s. n. m.

TMAA 0 °C a 4.812,04 m s. n. m.

TMAA +3 °C a 4.379,06 m s. n. m.

Por otra parte, la serie de datos de TMAA recogidos por la estación IZTA-5 (5.020 m s. n. m.) (entre marzo de 2005 y febrero de 2006) ofrece una media anual de -1,70 °C, mientras que el mismo intervalo temporal presentó una media anual de 14,97 °C en la estación de Amecameca (2.470 m s. n. m.). El gradiente térmico altitudinal muestra una reducción de 0,61 °C por cada 100 m de ascenso. La ecuación de la recta de ajuste es:

$$TMAA = -0,0061 \text{ altura} + 29,9921$$

El modelo resultante queda reflejado en la figura 12. En este caso las isothermas claves se sitúan a

TMAA -2 °C a 5.260,05 m s. n. m.

TMAA 0 °C a 4.931,24 m s. n. m.

TMAA +3 °C a 4.437,96 m s. n. m.

Con respecto a la estimación de la distribución altitudinal de las temperaturas del suelo, se encontraron pocas series que se pudieran utilizar de un mismo año. Por ejemplo, se pueden usar los datos de las estaciones IZTA-1, 2 y 4 de la temporada 2002-2003 a -10 cm de profundidad, todas ellas orientadas al norte (figura 13).

## VI. MODELO DE DISTRIBUCIÓN DEL POSIBLE PERMAFROST

Para la aplicación del modelo de distribución de permafrost según Abramov y otros (2008), se han operado los distintos elementos de la fórmula con la herramienta Raster Calculator (modelo de distribución de radiación



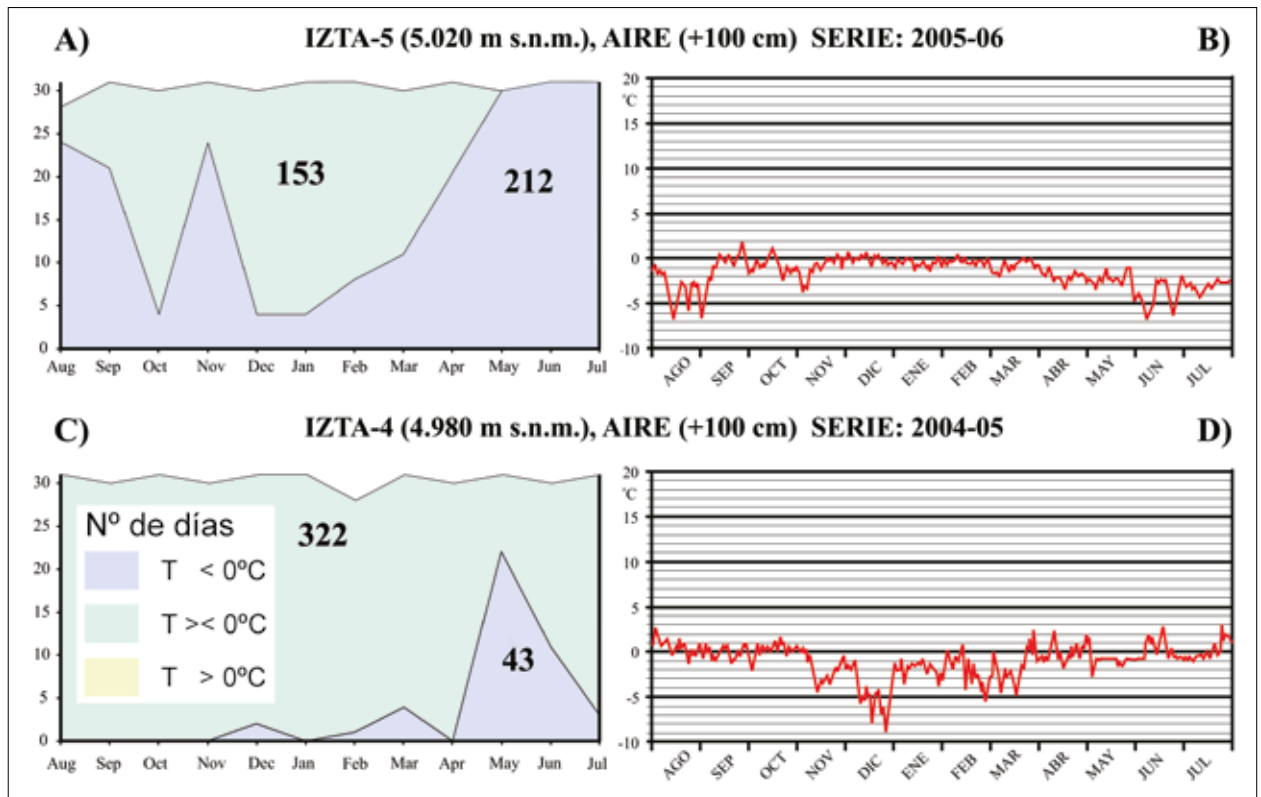


FIG. 10. Distribución de los días de helada permanente, días con oscilaciones alrededor de 0 °C y días con temperaturas positivas (fig. 10A y 10C) y distribución anual de las temperaturas según las medias diarias (fig. 10B y 10D) del aire de las estaciones y periodos utilizados en la modelizaciones: IZTA-4 (entre agosto de 2004 y julio de 2005) e IZTA-5 (entre marzo de 2005 y febrero de 2006).

solar directa media anual [ $W/m^2$ ]), el modelo de distribución de TMAA realizado con los datos de las estaciones de San Pedro Nexapa e IZTA-4 y la constante calculada para cada caso. Para elaborar el modelo se utilizaron las TMAA medidas en las estaciones a -10 cm de IZTA-1, 2, y 4. En el cálculo de la constante que relaciona  $\Delta T$  con RAD se obtuvo un valor de 0,0022 con un  $R^2$  de estos dos parámetros de 0,70. Según este modelo, el límite inferior del permafrost aislado se encuentra a 4.640 m (N), 4.680 m (E, W y S) y el permafrost discontinuo está presente a partir de 4.900 (N), 4.970 m (E), 4.960 m (S) y 4.980 (W) (cuadro VI y figura 14).

Si aplicamos el modelo teniendo en cuenta las TMAA de las estaciones IZTA-1, 2 y 4 a -20 cm, la recta de regresión presenta un CC de 0,51 y un  $R^2$  de 0,26. En este modelo el límite inferior del permafrost aislado se encuentra a 4.640 m (N), 4.660 m (E y W) y 4.620 (S) y el permafrost discontinuo está a 4.900 (N), 4.940 m (E y S), 4.960 m (W). El permafrost continuo aparece sólo en la vertiente N por encima de 5.200 m (cuadro VII).

## DISCUSIÓN

A pesar de la gran pérdida de datos, el contraste de la información obtenida y validada en la estación IZTA-4 con las inferiores determina un claro síntoma de que a partir de este observatorio hay presencia de permafrost en el volcán Iztaccíhuatl. En IZTA-4, el aire todos los días tiene mínimas negativas y el 88 % de ellos presentan ciclos diarios de hielo/deshielo ocasionados por el contraste entre la fuerte radiación diurna y la irradiación nocturna, de forma que la amplitud diaria media del año es de 9,86 °C, con una máxima diaria de 24,68 °C. El comportamiento térmico de los primeros 10 cm del suelo difiere en gran medida del observado en el aire, a 1 m de altura: la oscilación diaria media del año disminuye hasta los 4,86 °C; en cambio, aumenta la amplitud anual (4,81 °C en el aire y 6,67 °C en el suelo); se reduce el número de días de helada (43 en el aire y 35 a -10 cm); disminuye también el número de días con oscilación en torno a 0 °C (322 en el aire y 134 a -10 cm); y durante

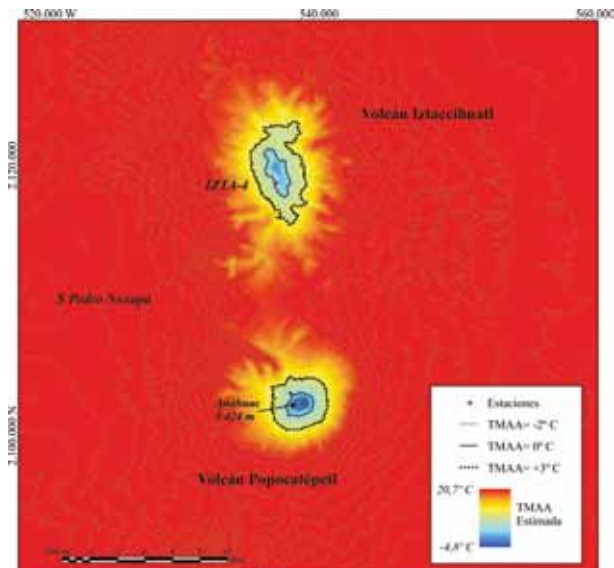


FIG. 11. Modelo de distribución altitudinal de las TMAA para la vertiente suroccidental del Iztaccíhuatl, según la recta de regresión calculada con los valores de las TMAA de los observatorios de San Pedro Nexapa e IZTA-4, de la temporada entre agosto de 2004 y julio de 2005.

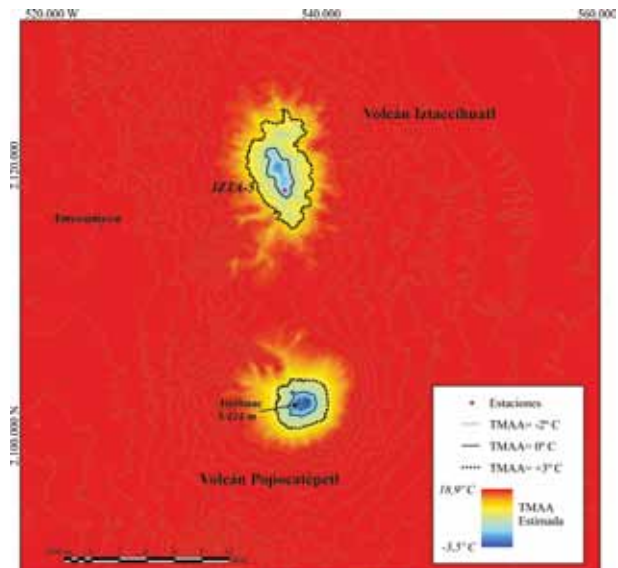


FIG. 12. Modelo de distribución altitudinal de las TMAA para la vertiente suroccidental del Iztaccíhuatl, según la recta de regresión calculada con los valores de las TMAA de los observatorios de Amecameca e IZTA-5, de la temporada entre marzo de 2005 y febrero de 2006.

196 días, entre abril y septiembre, no se registran temperaturas negativas. Sin embargo, los datos recogidos en las sondas de -20 y -30 cm muestran un cambio de tendencia con el aumento de profundidad y así, se incrementa el número de días de helada (292 a -20 cm y 303 a -30 cm) y se reduce la cantidad de días con ciclos de hielo/deshielo (48 a -20 cm y 38 a -30 cm) y el número de días con mínimas positivas (25 a -20 cm y 24 a -30 cm). La temperatura media anual disminuye con la profundidad y se incrementa el número de días que el suelo permanece helado (83 % del año a -30 cm), lo que resulta indicativo de la presencia de permafrost (Smith y Riseborough, 2002), aunque la intensidad de la helada se va reduciendo con la profundidad, como lo demuestran las temperaturas mínimas absolutas (-12,88 °C en el aire, -9,89 °C a -10 cm, -4,75 °C a -20 cm y -3,42 °C a -30 cm). La tendencia lineal de la temperatura en el suelo indica la posible existencia de permafrost a sólo 41 cm de profundidad. Para confirmarlo, una sonda de 1 m de profundidad está recogiendo datos desde 2008.

La estación más alta, IZTA-5, no tiene datos fiables del suelo, pero en la temperatura del aire todos los meses tienen medias por debajo de 0 °C y 212 días al año la máxima diaria es negativa, mientras que el resto presenta ciclos diarios de hielo/deshielo. La probabilidad de existencia de permafrost es muy alta, aunque no hay que olvidar que IZTA-4 está bajo una pared con orientación

septentrional y la IZTA-5 está justo en una cumbre, mucho más expuesta a la radiación solar.

Los modelos realizados con los gradientes altitudinales de las TMAA han servido para delimitar los cinturones donde actúan los procesos periglaciares. Las áreas situadas por encima de la isoterma -2 °C definen ambientes en los que domina la acción de la helada, mientras que las comprendidas entre las isotermas -2 °C y +3 °C indican en qué lugares la acción de la helada está presente, aunque no sea predominante (French, 2007). De esta manera, en la ladera SW del Iztaccíhuatl el modelo generado a partir de los datos de las estaciones de San Pedro Nexapa e IZTA-4 delimita el medio periglaciario a partir de 4.379 m y el dominio de la acción de la helada por encima de los 5.100 m. El modelo generado con los datos de las estaciones de Amecameca e IZTA-5 indica la presencia de un ambiente periglaciario a partir de los 4.438 m, mientras que la acción de la helada sería dominante a partir de los 5.260 m, por lo que no existiría en el Iztaccíhuatl, cuya máxima altura es de 5.230 m s. n. m. El gradiente vertical de las TMAA registradas a -10 cm que mejor ajuste proporciona ( $R^2 = 0,89$ ) localiza la isoterma de 0 °C a 4.973 m, prácticamente en la estación IZTA-4 (isoterma de 0,63 °C).

El modelo de Abramov y otros (2008) presenta distintos límites dependiendo de la profundidad a la que se tomen las TMAA, ya que la metodología de esta aplicación no tiene en cuenta una profundidad específica a la que

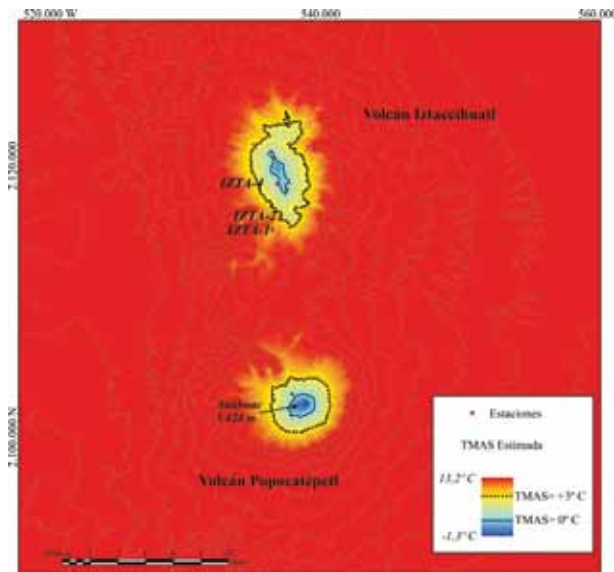


FIG. 13. Modelo de distribución altitudinal de las TMAA en la vertiente suroccidental del Iztaccíhuatl según la recta de regresión calculada con los valores de las TMAA de las estaciones IZTA-1, 2 y 4, todas bajo paredes que miran al norte, correspondiente a la sonda de -10 cm de la temporada 2002-2003.

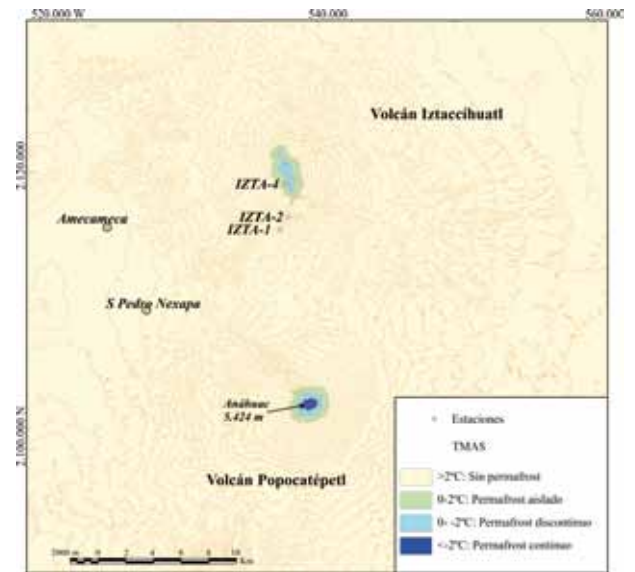


FIG. 14. Modelo de distribución de TMAA según el método propuesto por Abramov y otros (2008), a partir de las TMAA estimadas con los valores de las TMAA de los observatorios de San Pedro Nexapa y Ayo (figura 11), las TMAA a -10 cm observadas en las estaciones establecidas en la ladera sur del Iztaccíhuatl y el modelo de radiación solar directa media anual.

se deban tomar los datos. En el Iztaccíhuatl, los resultados de la aplicación de este método indican la presencia de permafrost continuo por encima de los 5.200 m en orientaciones N cuando se utilizan las TMAA de -20 cm, mientras que si se emplean las TMAA de -10 cm, no hay permafrost continuo. La mayor extensión de permafrost posible, incluyendo los tres tipos, según el modelo realizado con las TMAA a -20 cm, es de 13.039.026 m<sup>2</sup>. En resumen, las conclusiones de las modelizaciones y de las observaciones de los datos se sintetizan en el cuadro VIII.

La escasez de trabajos que determinen la presencia de suelo helado o de rasgos periglaciares en volcanes activos tropicales convierte a este en un trabajo pionero con pocas referencias de comparación. Según Lorenzo (1969), el dominio periglacial se extiende por encima de la isohipsa de 4.000 m en las montañas del centro de México, aunque los modelos de distribución de las TMAA localizan el límite inferior del ámbito periglacial (+3 °C según French, 2008) entre los 4.379 y 4.438 m en la ladera SW del Iztaccíhuatl. También el límite inferior de 4.600 m que propone Lorenzo (1969), y confirman Heine (1975, 1994), Guodong (1983) y Guodong y Dramis (1992), y el de 4.500 m que apunta Gorbunov (1978), para el desarrollo del permafrost en ambos volcanes, resultan más bajos que la localización de las isotermas de -2 °C de TMAA, propuestas por French (2007) como frontera infe-

rior del dominio de procesos de helada, en los modelos de distribución de temperaturas desarrollados en el presente trabajo, entre 5.100 y 5.260 m en la ladera SW del Iztaccíhuatl. Sin embargo, los modelos realizados con la metodología de Abramov y otros (2008) ofrecen límites inferiores del desarrollo de permafrost aislado similares a la cota señalada por Lorenzo (1969): 4.640-4.700 m en orientaciones septentrionales en el Iztaccíhuatl.

El trabajo de Lauer y Klaus (1975) aporta datos de temperaturas en el interior del suelo tomadas a diferentes altitudes en el pico de Orizaba, así como el número de días en los que se recoge una mínima negativa en el aire. Los valores de TMAA observados en el Iztaccíhuatl son inferiores a los propuestos por estos autores a altitudes similares y, así, se registran TMAA de 4,31 °C a -80 cm y de 3,55 °C a -60 cm, a 4.137 m (IZTA-1), frente a los de 5 °C a una profundidad de 70 cm, a 4.000 m apuntados por Lauer y Klaus (1975). En cambio, el número de días con algún registro negativo en el aire obtenido en este trabajo parece coincidir con los 360 días propuestos por los anteriores autores a 5.000 m, con 365 de IZTA-4 a 4890 m.

La metodología propuesta por Abramov y otros (2008) no indica la profundidad a la que se deben tomar las TMAA, como ya se ha indicado, y los autores, en la aplicación del modelo al grupo volcánico de Klyuchevskaya (Kamchatka, Rusia), toman estos datos de diferentes pro-

CUADRO VI. Límite altitudinal inferior (en m s. n. m.) de cada una de las categorías establecidas por Abramov y otros (2008), según el modelo de distribución de T<sub>MAS</sub> estimado en el Iztaccíhuatl, con del modelo de distribución de T<sub>MAA</sub> de las estaciones San Pedro Nexapa e IZTA-4 y las T<sub>MAS</sub> de -10 cm con orientación norte (IZTA-1, 2 y 4)

Permafrost	T <sub>MAS</sub> (°C)	Altitud (m)				Superficie (m <sup>2</sup> )
		N	E	S	W	IZTA
Aislado	+2 / 0	4.640	4.680	4.680	4.680	4.232.818
Discontinuo	0 / -2	4.900	4.970	4.960	4.980	1.632.510
Continuo	< -2	5.210	5.240	5.260	5.240	274
Total						5.865.602

CUADRO VII. Límite altitudinal inferior (en m s. n. m.) de cada una de las categorías establecidas por Abramov y otros (2008), según el modelo de distribución de T<sub>MAS</sub> estimado en el Iztaccíhuatl, con del modelo de distribución de T<sub>MAA</sub> de las estaciones San Pedro Nexapa e IZTA-4 y las T<sub>MAS</sub> de -20 cm

Permafrost	T <sub>MAS</sub> (°C)	Altitud (m)				Superficie (m <sup>2</sup> )
		N	E	S	W	IZTA
Aislado	+2 / 0	4.640	4.660	4.620	4.660	4.704,055
Discontinuo	0 / -2	4.900	4.940	4.940	4.960	1.882,891
Continuo	< -2	5.200	-	-	-	7,806
Total						6.594,752

CUADRO VIII. Resumen de los resultados obtenidos en cada estación

Estación	Altitud m s. n. m.	Acción de la helada	Modelo de T <sub>MAA</sub>	Modelo de permafrost
IZTA-1	4.137	-Muchos ciclos de hielo/deshielo diarios. -1/3 año helado en superficie. -Sin permafrost.	-Fuera del ámbito periglaciario.	-Sin permafrost.
IZTA-2	4.382	-Muchos ciclos de hielo/deshielo diarios. -1/3 año helado en superficie. -Sin permafrost.	-Ámbito periglaciario, sin dominio de la helada.	-Sin permafrost.
IZTA-3	4.681	-Pocos días de helada y ciclos hielo/deshielo en el suelo. -Sin permafrost (SE).	-Ámbito periglaciario, sin dominio de la helada.	-Permafrost aislado, según la profundidad de las T <sub>MAS</sub> .
IZTA-4	4.890	-T <sub>MAA</sub> negativa. -Desciende la temperatura en profundidad. -Posible permafrost.	-Ámbito periglaciario, sin dominio de la helada.	-Permafrost aislado.
IZTA-5	5.020	-T <sub>MAA</sub> negativa. -Desciende la temperatura en profundidad. -Posible permafrost.	-Ámbito periglaciario, sin dominio de la helada.	-Permafrost discontinuo (N y E).

fundidades en las distintas estaciones. Sin embargo, en este trabajo se ha visto cómo los resultados son diversos si se emplean T<sub>MAS</sub> de distintas profundidades. Por otra parte, la fórmula propuesta supone que  $\Delta T$  (diferencia entre la T<sub>MAA</sub> estimada y la T<sub>MAS</sub> medida en los puntos de

muestreo) es igual a 0 cuando la radiación solar directa media anual (RAD) es nula. Esta suposición fuerza a conseguir una buena relación entre  $\Delta T$  y RAD y que ésta sea positiva, mientras que no siempre es cierto que  $\Delta T$  sea 0 cuando se tienen valores nulos de RAD.

## VII. CONCLUSIONES

Los datos aportados por este trabajo de investigación, pionero en áreas tropicales, en parte confirman y en parte corrigen algunas aportaciones anteriores, incluidas de manera repetitiva en los modelos de distribución planetarios del permafrost.

Los datos obtenidos en una estación con orientación norte a 4.980 m s. n. m. confirman la existencia de permafrost. Los modelos de permafrost niegan la existencia de permafrost continuo en el Iztaccíhuatl por carecer de la altitud necesaria bajo el clima actual. El permafrost discontinuo aparecería en torno a los 4.900 m s. n. m. y el aislado a los 4.640 m, con variaciones según las orientaciones.

La nieve no tiene prácticamente ningún papel en la distribución del permafrost, a pesar de caer justo en la estación cálida, ya que su pervivencia en el suelo es mínima y reducida a los glaciares y a su entorno más próximo.

La actividad periglaciaria se puede decir que comienza a los 4.300/4.400 m s. n. m. La actividad de los ciclos de hielo/deshielo, aunque enorme en ocasiones en superficie, decrece bruscamente en profundidad y desaparece a los pocos centímetros, porque la acción de la helada penetra de forma mínima en el suelo. Su distribución no está directamente relacionada con la altitud, sino sobre todo con la orientación, siendo especialmente intensa en laderas abruptas que miran al norte.

Los datos obtenidos en este trabajo, donde no se ha detectado una especial influencia del calor geotérmico, deben ser contrastados con los obtenidos en el cercano volcán activo del Popocatepetl, lo que se realizará en un trabajo próximo.

## BIBLIOGRAFÍA

- ABRAMOV, A. A., S. GRUBER y D. A. GILCHINSKY (2008): «Mountain Permafrost on Active Volcanoes: Field Data and Statistical Mapping, Klyuchevskaya Volcano Group, Kamchatka, Russia». *Permafrost and Periglacial Processes*, núm. 19, pp. 261-277.
- ACGR (ASOCIATE COMMITTEE ON GEOTHECNICAL RESEARCH) (1988): *Glossary of permafrost and related ground ice terms*. Permafrost Subcommittee, National Research Council of Canada, Ottawa (Technical Memorandum, 142).
- ALMEIDA, L., A. M. CLEEF, A. HERRERA e I. LUNA (1994): «El zacatonal alpino en el volcán Popocatepetl, México, y su composición en las montañas tropicales de América». *Phytocoenologia*, núm. 22, pp. 391-436.
- J. GIMÉNEZ DE AZCÁRATE, A. M. CLEEF y A. GONZÁLEZ (2004): «Las comunidades vegetales del zacatonal alpino de los volcanes Popocatepetl y Nevado de Toluca, Región Central de México». *Phytocoenologia*, núm. 34, pp. 91-132.
- BEAMAN, J. H. (1962): «The timberlines of Iztaccihuatl and Popocatepetl, Mexico». *Ecology*, núm. 43, pp. 377-385.
- CORRIPIO, J. G. (2003): «Vectorial algebra algorithms for calculating terrain parameters from DEMs and solar radiation modeling in mountainous terrain». *International Journal of Geographical Information Science*, núm. 17, pp. 1-23.
- DELGADO, H. (1986): «Estudios glaciológicos en el Popocatepetl», en *Resúmenes de la Primera Reunión Nacional de Geomorfología (México)*. Instituto de Geografía, UNAM, pp. 10-11.
- DEMANT, A. (1978): «Características del eje neovolcánico trans-mexicano y sus problemas de interpretación». *Revista del Instituto de Geología*, núm. 2, pp. 172-187.
- DOBINSKI, W. (1998): «Permafrost occurrences in the alpine zone of the Tatra Mountains, Poland», en A. G. Lewkowicz y M. Allard (eds.): *Proceedings, Seventh International Conference on Permafrost*, Yellowknife, June 23-27, 1998, Nordica, Centre d'Études Nordiques, Quebec City, pp. 231-237.
- ETZELMÜLLER, B., I. BERTHLING y J. L. SOLLID (2003): «Aspects and concepts on the geomorphological significance of Holocene Permafrost in Southern Norway». *Geomorphology*, núm. 52, pp. 87-104.
- H. FARBROT, Á. GUDMUNDSON, O. HUMLUM, O. E. TVEITO y H. BJÖRNSSON (2007): «The regional distribution of mountain permafrost in Iceland». *Permafrost and Periglacial Processes*, núm. 18, pp. 185-199.
- M. HOELZLE, E. S. F. HEGGEM, K. ISAKSEN, C. MITTAZ, D. VONDER MÜHLL, R. S. ØDEGÅRD, W. HAEBERLI y J. L. SOLLID (2001): «Mapping and modelling the occurrence and distribution of mountain permafrost». *Norsk Geografisk Tidsskrift*, núm. 55, pp. 186-194.
- FRENCH, H. M. (2007): *Periglacial Environment*. Ed. John Wiley & Sons.
- GORBUNOV, A. P. (1978): «Permafrost investigations in high-mountain regions». *Arctic and Alpine Research*, núm. 10, pp. 283-294.
- GUODONG, C. (1983): «Vertical and horizontal zonation of high-altitude permafrost», en T. L. Péwé (ed.): *Proceedings of the 4th International Conference on Permafrost*. National Academy Press, Fairbanks (Alaska)/Washington DC, pp. 136-141.
- y F. DRAMIS (1992): «Distribution of Mountain Permafrost and Climate». *Permafrost and Periglacial Processes*, núm. 3, pp. 83-91.



- HAEBERLI, W. (1973): «Die Basis Temperatur der winterlichen Schneedecke als möglicher Indikator für die Verbreitung von Permafrost». *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, núm. 9, pp. 221-227.
- M. WEGMANN y D. VONDER MÜHLL (1997): «Slope stability problems related to glacier shrinkage and permafrost degradation in the Alps». *Eclogae Geologicae Helvetiae*, núm. 90, pp. 407-414.
- HARRIS, Ch., M. C. R. DAVIES, y B. ETZELMÜLLER (2001): «The assessment of potential geotechnical hazards associated with mountain permafrost in a Warming Global Climate». *Permafrost and Periglacial Processes*, núm. 12, pp. 145-156.
- HEGEM, E. S. F., H. JULIUSSEN y B. ETZELMÜLLER (2005): «Mountain permafrost in Central-Eastern Norway». *Norsk Geografisk Tidsskrift*, núm. 59, pp. 94-108.
- HEINE, K. (1975): «Permafrost am Pico de Orizaba/Mexiko». *Eiszeitalter und Gegenwart*, núm. 26, pp. 212-217.
- (1994): «Present and past geocryogenic processes in Mexico». *Permafrost and Periglacial Processes*, núm. 9, pp. 1-12
- HOELZLE, M. (1992): «Permafrost occurrence from BTS measurements and climatic parameters in the Eastern Swiss Alps». *Permafrost and Periglacial Processes*, núm. 3, pp. 143-147.
- W. HAEBERLI y F. KELLER (1993): «Application of BTS measurements for modeling mountain permafrost distribution», en *Proceedings of the Sixth International Conference on Permafrost*. Vol. 1, Beijing, South China University of Technology, pp. 272-277.
- HUETE, R. (1988): «A Soil-Adjusted Vegetation Index (SAVI)». *Remote Sensing of Environment*, núm. 25, pp. 295-309.
- IMHOF, M., G. PIERREHUMERT, W. HAEBERLI y H. KIENHOLZ (2000): «Permafrost investigation in the Schilthorn Massif, Bernese Alps, Switzerland». *Permafrost and Periglacial Processes*, núm. 11, pp. 189-206.
- ISAKSEN, K., C. HAUCK, E. GUDEVANG, E. S. ØDEGÅRD y J. L. SOLLID (2002): «Mountain permafrost distribution on Dovrefjell and Jotunheimen, Southern Norway, based on BTS and DC resistivity tomography data». *Norsk Geografisk Tidsskrift*, núm. 56, pp. 122-136.
- ISHIKAWA, M., y K. HIRAKAWA (2000): «Mountain permafrost distribution based on BTS measurements and DC resistivity soundings in the Daisetu Mountains, Hokkaido, Japan». *Permafrost and Periglacial Processes*, núm. 11, pp. 109-123.
- JECKEL, P. P. (1988): «Permafrost and its altitudinal zonation in N. Lapland», en *Proceedings of the Fifth International Conference on Permafrost*. Trondheim, Tapir, vol. 1, pp. 332-337.
- JOHNSON, C. A., y C. G. A. HARRISON (1990): «Neotectonics in central Mexico». *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, núm. 64, pp. 187-210.
- JULIÁN, A., y J. CHUECA (2007): «Permafrost Distribution from BTS Measurements (Sierra de Telera, Central Pyrenees, Spain): Assessing the Importance of Solar Radiation in a Mid-elevation Shaded Mountainous Area». *Permafrost and Periglacial Processes*, núm. 18, pp. 137-149.
- KASER, G., y H. OSMASTON (2002): *Tropical Glaciers*. Cambridge University Press, Cambridge.
- KELLER, F., y H. GUBLER (1993): «Interaction between snow cover and alpine permafrost, Murtel Corvatsch, Swiss Alps», en *Proceedings of the Sixth International Conference on Permafrost*. South China University of Technology, Beijing, vol. 1, pp. 332-337.
- KELLERER-PIRKLBAUER, A., H. FARBROT y B. ETZELMÜLLER (2007): «The potential of volcanic eruptions for permafrost aggradation in local and global perspectives based on the Hekla-2000 eruption in Iceland». *Permafrost and Periglacial Processes*, núm. 18, pp. 269-284. DOI 10.1002/ppp.596.
- KING, L. (1990): «Soil and rock temperatures in discontinuous permafrost: Gornergrat and Unterrothorn, Wallis, Swiss Alps». *Permafrost and Periglacial Processes*, núm. 1, pp. 177-188.
- (1992): «Prospecting and mapping of mountain permafrost and associated phenomenon». *Permafrost and Periglacial Processes*, núm. 3, pp. 73-81.
- LAUER, W. (1978): «Timberline studies in central Mexico». *Arctic and Alpine Research*, núm. 10, pp. 383-396.
- y D. KLAUS. (1975): «Geoecological investigations on the timberline of Pico de Orizaba, Mexico». *Arctic and Alpine Research*, núm. 7, pp. 315-330.
- LORENZO, J. L. (1961): «Notas sobre geología galcial del Nevado de Colima». *Boletín del Instituto de Geología*, núm. 6, pp. 1-17.
- (1969): «Condiciones periglaciares de las altas montañas de México, Instituto Nacional de Antropología e Historia». *Paleoecología*, núm. 4, pp. 1-45.
- MOOSER, F. (1972): «The Mexican Volcanic Belt-Structure and tectonics». *Geofísica Internacional*, núm. 12, pp. 55-70.
- MOŚCICKI, J. W., y S. KĘDZIA (2001): «Investigation of mountain permafrost in Kozia Dolinka Valley, Tatra Mountains, Poland». *Norsk Geografisk Tidsskrift*, núm. 55, pp. 235-240.
- NIXON, G. T. (1989): «The Geology of Iztaccihuatl Vol-

- cano and Adjacent Areas of Sierra Nevada and Valley of Mexico». *The Geological Society of American, Special Paper*, núm. 219, pp. 1-58.
- ØDEGÅRD, R. S., M. HOELZLE, K. V. JOHANSEN y J. L. SO-LLID (1996): «Permafrost mapping and prospecting in southern Norway». *Norsk Geografisk Tidsskrift*, núm. 50, pp. 41-54.
- PALACIOS, D., y J. MARCOS (1998): «Glacial retreat and its geomorphologic effects on Mexico's active volcanoes, 1994-95». *Journal of Glaciology*, núm. 44, pp. 63-67.
- G. PARRILLA y J. J. ZAMORANO (1999): «Paraglacial and postglacial debris flows on Little Ice Age terminal moraine: Jamapa Glacier, Pico de Orizaba (Mexico)». *Geomorphology*, núm. 28, pp. 95-118.
- y L. VÁZQUEZ-SELEM (1996): «Geomorphic effects of the retreat of Jamapa Glacier, Pico de Orizaba Volcano». *Geografiska Annaler*, núm. 78A, pp. 19-34.
- J. J. ZAMORANO y N. ANDRÉS (2007): «Permafrost distribution in tropical stratovolcanoes: Popocatepetl and Iztaccíhuatl volcanoes (Mexico)». *Geophysical Research Abstracts*, núm. 9: 05615.
- J. J. ZAMORANO y A. GÓMEZ (2001): «The impact of present lahars in the geomorphologic evolution of proglacial gorges: Popocatepetl (Mexico)». *Geomorphology*, núm. 37, pp. 15-42.
- J. J. ZAMORANO y G. PARRILLA (1998): «Proglacial debris flows in Popocatepetl north face and their relation to 1995 eruption». *Zeitschrift für Geomorphologie*, núm. 42, pp. 273-295.
- PASQUARÈ, G., L. VEZZOLI y A. ZANCHI (1987): «Morphological and structural model of Mexican Volcanic Belt». *Geofísica Internacional*, núm. 26, pp. 159-176.
- PÉWÉ, T. L. (1983): «Alpine Permafrost in the Contiguous United States: A Review». *Arctic and Alpine Research*, núm. 15, pp. 145-156.
- RISEBOROUGH, D., N. SHIKLOMANOV, B. ETZELMÜLLER y S. MARCHENKO (2008): «Recent advances in permafrost modelling». *Permafrost and Periglacial Processes*, núm. 19, pp. 137-156.
- ROTT, H. (1994): «Thematic studies in alpine areas by means of polarimetric SAR and optical imagery». *Advances in Space Research*, núm. 14, pp. 217-226.
- SERRANO, E., C. AGUDO, R. DELALOYÉ y J. J. GONZÁLEZ-TRUEBA (2001): «Permafrost distribution in the Posets Massif, Central Pyrenees». *Norsk Geografisk Tidsskrift*, núm. 55, pp. 245-252.
- SMITH, M. W., y D. W. RISEBOROUGH (2002): «Climate and the limits of permafrost: A zonal analysis». *Permafrost and Periglacial Processes*, núm. 13, pp. 1-15.
- TANARRO, L. M., M. HOELZLE, A. GARCÍA, M. RAMOS, S. GRUBER, A. GÓMEZ, M. PIQUER y D. PALACIOS (2001): «Permafrost Distribution Modeling in the Mountains of the Mediterranean: Corral del Veleta, Sierra Nevada, Spain». *Norsk Geografisk Tidsskrift*, núm. 55, pp. 253-260.
- THOURET, J. C., y F. LAVIGNE (2000): «Lahars: occurrence, deposits and behaviour of volcano-hydrologic flows», en H. Leyrit y C. Montenat (eds.): *Volcaniclastic rocks from magmas to sediments*. Gordon and Breach Science Publishers, Amsterdam, pp. 151-174.
- TROLL, C. (1944): «Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate de Erde». *Geologische Rundschau*, núm. 34, pp. 545-694.
- (1959): «Die tropischen Gebirge, ihre dreidimensionale klimatische und pflanzengeographische Zonierung». *Bonner Geographische Abhandlungen*, núm. 25, pp. 1-93.
- VAN EVERDINGEN, R. O. (1985): «Unfrozen permafrost and other taliks», en J. Brown, M. C. Metz y P. Hoekstra (eds.): *Proc. Workshop on Permafrost Geophysics*. U. S. Army, CRREL, Special Rept., núm. 85-5, pp. 101-105.
- VÁZQUEZ-SELEM, L. (1989): *Geomorfología glacial y periglacial en el volcán Teyotl*. Tesis de licenciatura, Colegio de Geografía, UNAM, México D.F.
- (2000): *Glacial Chronology of Iztaccíhuatl Volcano, central México. A record of environmental change on the border of the Tropics*. Ph. D. Thesis, Arizona State University.
- y K. HEINE (2004): «Late Quaternary glaciation in México», en J. Rehlers y P. L. Gibbard (eds.): *Quaternary Glaciations – Extend and Chronology, Part III: South America, Asia, Australia, Antarctica*. Elsevier, Amsterdam, pp. 233-242.
- VILLALPANDO, O. K. (1968): *Algunos aspectos ecológicos del volcán Nevado de Toluca*. Tesis de Licenciatura, Departamento de Biología, Facultad de Ciencias, UNAM.
- WHITE, S. E. (1962): «El Iztaccíhuatl: acontecimientos volcánicos y geomorfológicos en el lado oeste durante el Pleistoceno superior, Instituto Nacional de Antropología e Historia». *Serie Investigaciones*, núm. 6, pp. 1-80.
- WOODCOCK, A. H. (1974): «Permafrost and climatology of a Hawaii volcano crater». *Arctic Alpine Research*, núm. 6, pp. 49-62.