

EL ÁMBITO SUBTROPICAL EN LA REPÚBLICA ARGENTINA (CLIMATOLOGÍA DINÁMICA Y LÍMITES CLIMÁTICOS)

POR

ENRIQUE D. BRUNIARD

Con la colaboración de
CELIA O. MORO

Introducción y problemas metodológicos

El clima denominado «subtropical húmedo», «templado cálido de costa oriental», y también conocido como «tipo chino», excede el ámbito del nordeste argentino y afecta especialmente la cuenca media y baja del sistema del Plata. Tanto desde el punto de vista térmico e hídrico, como de la dinámica atmosférica, se trata de un ámbito complejo y diferenciado de aquellos espacios que lo rodean.

Nuestros textos geográficos, de uso corriente en la enseñanza media y superior, orientados según la climatología ortodoxa o estática, generalmente tratan con mayor detenimiento los campos medios de los elementos más representativos y concluyen con una regionalización que, en la mayoría de los casos, deriva de la aplicación de los sistemas de clasificación de escala planetaria y de orientación biológica o efectiva. Este enfoque

Enrique D. Bruniard. Instituto de Geografía, Facultad de Humanidades, Universidad Nacional del Nordeste, Resistencia.

Estudios Geográficos
Tomo LIII, n.º 208, julio-septiembre 1992

contribuye a exaltar los factores explicativos locales más destacados, como el relieve, los grandes ríos y cuerpos de agua continentales, el efecto de los bosques, etc.

Los manuales relativamente más recientes de Climatología General o de Geografía Física enfocan este tipo climático desde la perspectiva dinámica: Miller (1951) lo sitúa «en la zona de transición entre los vientos alisios y los vientos del oeste», Meynier (1950) y Pédélaborde (1966) lo incluyen entre los climas que denominan «irregulares o de contacto», y Strahler (1974), entre aquéllos «regulados por masas de aire tropicales y polares». A través de estas caracterizaciones se enfatiza el hecho de que el clima subtropical se transforma en un anexo de la zona tropical en verano, mientras que durante el invierno está afectado por el sistema de circulación de la zona templada. Pero no obstante la introducción de la perspectiva genética o dinámica, en el momento de la regionalización, para establecer sus límites y sus variedades, recurren también a los métodos clásicos de la climatología tradicional, es decir, a los sistemas «efectivos», o de «comodidad», como es el caso de la clasificación biológica de Miller, o el sistema de Strahler al adoptar los límites establecidos por Köppen (1948). De manera que si bien el enfoque explicativo es dinámico, la regionalización es estadística y se basa en valores seleccionados en función de elementos ajenos al clima mismo. Pareciera que no se ha superado todavía la antinomia que significa obtener un límite estático a partir de un fenómeno esencialmente dinámico.

La persistencia de esta orientación metodológica tiene su punto de partida en un esquema o concepto heredado respecto de los cambios geográficos o transformaciones espaciales del clima. Precisamente Köppen (1918), uno de los fundadores de esta disciplina, adoptó los límites de su clasificación en función de determinados valores críticos externos al clima, en cuanto las variaciones espaciales del clima —según lo señala— «constituyen estados de transición continuos», es decir, un *continuum gradual* sin alteraciones. Birot (1962) ilustra claramente este punto de vista cuando señala que «una región climática se definirá de modo independiente si los parámetros de temperatura, los movimientos de la atmósfera y la humedad presentan en el espacio variaciones bruscas y simultáneas en una zona fronteriza estrecha, lo que no es muy frecuente. Sin embargo, cuando las variaciones son lentas, lo que represente el caso general, puede reconocerse una región climática partiendo de una gran formación vegetal, que consti-

tuye su reflejo biológico». Se desprende de este párrafo que lo general es que el clima no presenta límites reales, sino que es el cuadro de la vegetación el elemento auxiliar que los sugiere.

La posibilidad de detectar límites climáticos reales, de valor geográfico trascendente, surge de la propia naturaleza, sea porque el efecto topográfico altera abruptamente la continuidad aerológica, o bien por una cierta constancia de las condiciones de la circulación atmosférica, lo suficientemente marcada y estable para alterar el *continuum gradual* impuesto por la latitud o por otros factores de variación constante. La realidad muestra, en efecto, ciertas franjas de cambio o incremento de gradiente (discontinuidad), muy marcados en áreas montañosas y más sutiles en las planicies, pero en ambos casos resultan geográficamente aptas para reconocer en ellas límites regionales de valor trascendente, en cuanto son el resultado de la relación clima-espacio, es decir, de una verdadera asociación geoclimática.

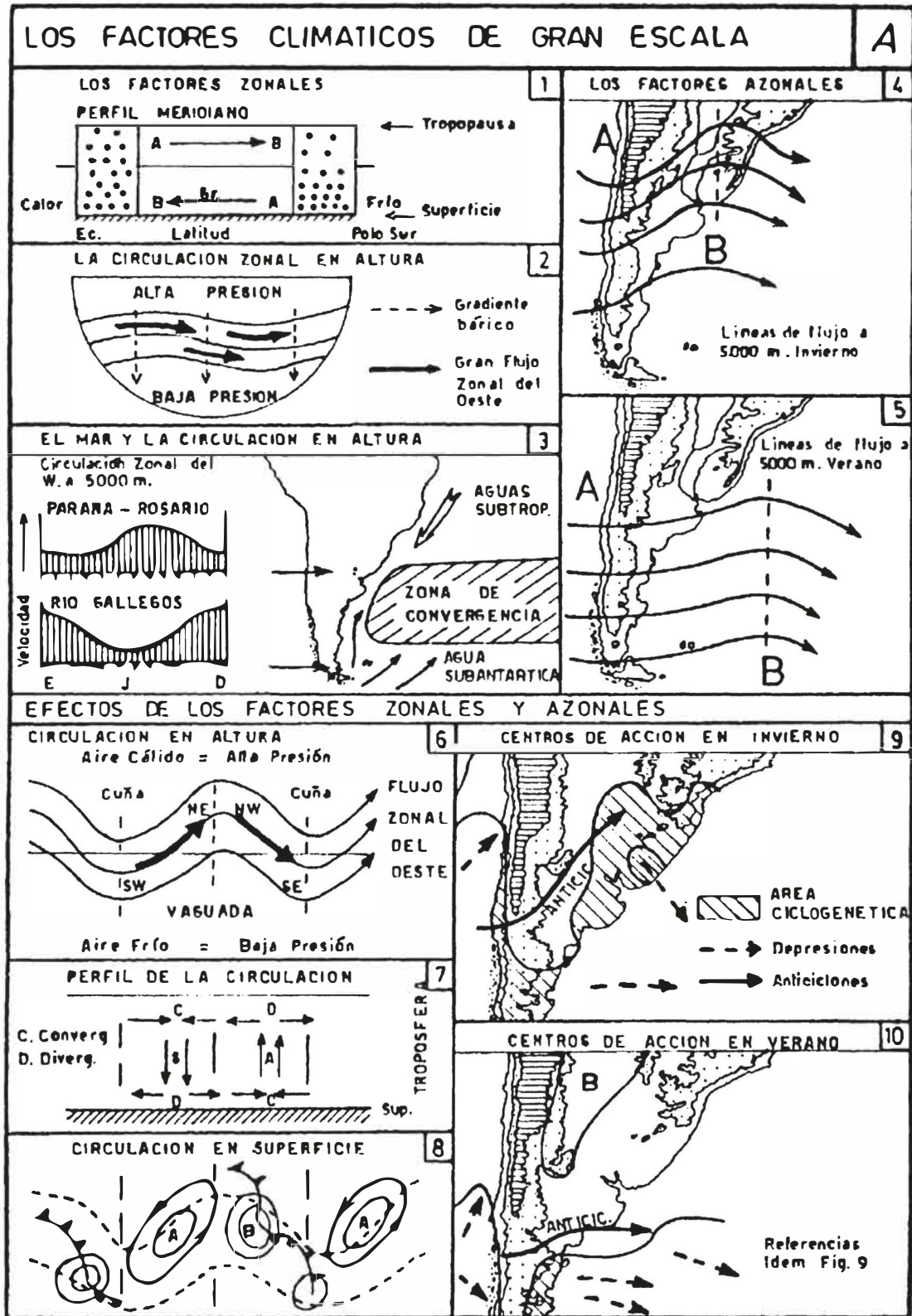
Éste es el criterio que adoptamos al abordar *La diagonal árida argentina* (Bruniard, 1982) y que desarrollaremos ahora al tratar los climas subtropicales del país. Para lograr este cometido intentaremos retener, dentro del conjunto de variaciones del ritmo meteorológico, aquellos elementos de persistencia espacial y temporal que influyen decisivamente en los campos climáticos medios y en los regímenes estacionales, a los efectos de determinar por esta vía las zonas o franjas de discontinuidad que posibiliten definir modelos de combinaciones espaciales.

El objetivo consiste en acortar distancias entre la dinámica atmosférica y la geografía de los climas, partiendo de los factores básicos de gran escala que permitan eslabonar causas y efectos.

Los factores climáticos de gran escala

En la figura A hemos tratado de condensar los factores más significativos que pueden permitir reconstruir la cadena de relaciones entre las condiciones físicas de la tierra y el dinamismo de la atmósfera.

En la figura A 1 se ilustran, a través de un perfil meridiano, las diferencias entre el aire cálido de bajas latitudes y el aire frío de la zona polar. Como la presión atmosférica disminuye con la altura y esa disminu-



ción es naturalmente más rápida en el aire frío —cuya masa se concentra en las capas bajas— que en el aire caliente y dilatado de los trópicos, ocurrirá que, a cierta altura, en la troposfera media y alta, por ejemplo a 5.000 metros, la presión será mayor en el ámbito cálido que en el frío y el gradiente bórico de este nivel resultará invertido con respecto al de superficie.

El campo de la presión en esas alturas —del orden de los 5 Km.— tendrá las características zonales que muestra esquemáticamente la figura A 2, con altas presiones en el aire cálido de bajas latitudes, y presiones bajas en latitudes elevadas; de manera que el gradiente bórico dirigido hacia el sur, en un sistema de isobaras zonales, originará vientos que —desviados por la fuerza geostrofica— tendrán una componente del oeste y correrán paralelos a las isobaras (Gran Flujo Zonal del Oeste). Estos vientos de altura tenderán a concentrar su mayor vigor en aquellos períodos y en aquellas bandas zonales donde el gradiente térmico sea más acentuado, es decir, donde los contrastes meridianos de temperatura sean más notables, en cuanto esa mayor diferencia térmica es la causa del desequilibrio bórico de altura que los pone en movimiento.

Dado que en términos generales el contraste de temperatura Ecuador-Polo es más marcado durante el invierno (noche polar), esas corrientes de altura serán más intensas en estación fría y, por un correlativo exceso de fuerza centrífuga, se acercarán más hacia el Ecuador (expansión del vértice circumpolar de vientos del oeste), mientras que en estación cálida pierden intensidad y se retraen hacia latitudes mayores (contracción).

Pero si consideramos ahora que el Hemisferio Sur es eminentemente marítimo, será en este medio donde los contrastes de la temperatura de las aguas pueden alcanzar entidad suficiente para afectar la circulación de la baja y media troposfera. Sobre el Atlántico se ha determinado, más que una línea, una «Zona de Convergencia Subtropical» (Boltovskoy, 1968), cuyos límites se encuentran a los 34° y 48° S, y donde se verifica un fuerte gradiente de temperatura que diferencia esta zona de los ambientes más homogéneos, típicos de las aguas subtropicales del norte y de las subantárticas del sur (figura A 3). Ese gradiente es especialmente marcado en invierno en su límite norte, en el contacto con las aguas subtropicales, mientras que en verano el enfriamiento por fusión de los hielos en las aguas subantárticas genera un marcado contraste en el límite meridional. Los regímenes de la temperatura en el medio continental (costa oriental de

Sudamérica) permiten señalar también que la marcha de los gradientes térmicos se invierte entre latitudes bajas y medias. Las diferencias entre Río de Janeiro (22° 54' S), Bahía Blanca (38° 44' S) y Ushuaia (54° 48' S), en los valores térmicos normales mensuales, permiten reconocer un régimen que llega hasta los 30° S «con máximo gradiente meridional de temperatura en invierno», y un régimen entre los 35° y 55° S «con máximo gradiente meridional de temperatura en verano» (cuadro I).

CUADRO I
TEMPERATURA MEDIA (WORLD WEATHER RECORDS, 1951-60)

| Localidades | Enero | Marzo | Mayo | Julio | Septiembre | Noviembre |
|-------------------|-------|-------|------|-------|------------|-----------|
| Río de Janeiro | 26'0 | 25'5 | 22'3 | 20'8 | 21'5 | 23'1 |
| Bahía Blanca | 22'9 | 19'1 | 10'8 | 7'5 | 10'6 | 18'4 |
| Ushuaia | 9'2 | 7'8 | 3'2 | 1'6 | 3'9 | 7'3 |
| Dif. Río -B. B. | 3'1 | 6'4 | 11'5 | 13'3 | 10'9 | 4'7 |
| Dif. B. B. - Ush. | 13'7 | 11'3 | 7'6 | 5'9 | 6'7 | 11'1 |

Consecuentemente, las corrientes zonales de altura tendrán mayor vigor en invierno en latitudes subtropicales y en verano en latitudes medias, como lo demuestran los regímenes de la circulación de Paraná-Rosario y de Río Gallegos, respectivamente, en la figura A 3. Los factores zonales se conjugan de este modo para producir dos modelos de circulación contrastados en las estaciones extremas y en latitudes preferenciales.

Esas corrientes zonales de altura pueden ser afectadas por factores azonales de máxima magnitud, como es la presencia continental sudamericana en el vasto dominio de los mares australes y también el cordón andino, que significa una enorme muralla dispuesta perpendicularmente a los vientos y con alturas mayores a los 4.000 metros hasta los 37° S; es decir, factores estáticos capaces de provocar situaciones meteorológicas semejantes. Durante el invierno, cuando las corrientes de altura se encuentran desplazadas hacia el límite norte de la Zona de Convergencia (expansión del vórtice circumpolar), tienden a presentar ondulaciones, con la formación de una cuña de alta presión (A) producida por el efecto termodinámico de la cordillera y por el calentamiento del aire que sobre la ladera occidental genera la condensación del vapor que descarga las lluvias

invernales características de la costa pacífica (figura A 4). Como compensación, y corriente abajo, en las planicies de sotavento, se forma una vaguada (B) cuyo eje se sitúa hacia los 55° W, en el oriente sudamericano. Dado que el factor generador es estático, esta ondulación puede aparecer con una frecuencia suficiente para dominar el campo invernal de las corrientes de altura (Boffi, 1949).

Durante el verano (figura A 5), el flujo zonal del oeste se contrae hacia el sur y tiende a desarrollarse con mayor vigor en la franja de contraste térmico del medio oceánico, en latitudes donde cede la altura de la cordillera y también el ancho de la masa continental; de manera que se conserva el carácter zonal y la ondulación resulta menos marcada que en invierno, con una vaguada más débil situada entre 40° y 45° W, sobre el Atlántico sudoccidental.

Estos modelos estacionales contrastados de las corrientes de altura, o «circulación primaria», tienen particular incidencia sobre la circulación en superficie, o «circulación secundaria»; de allí que a aquéllas se las denomine también «corrientes conducentes», en cuanto se relacionan estrechamente con las trayectorias de las familias de depresiones y con las descargas polares postciclónicas.

La sucesión de cuñas y vaguadas en las ondulaciones del flujo de altura, tal como están ilustradas esquemáticamente en la figura A 6, permite distinguir tramos con caracteres opuestos en su dirección. En la rama delantera de la vaguada (o posterior de la cuña) el flujo se desplaza de NW a SE y en la rama posterior de la vaguada (o delantera de la cuña), de SW a NE; es decir, hacia latitudes mayores y menores, respectivamente. Estos cambios latitudinales producen variación en la vorticidad relativa en estos niveles; así, por ejemplo, cuando el flujo se dirige hacia latitudes más altas, disminuye su vorticidad relativa y genera procesos de divergencia en altura y, a la inversa, con corrientes del SW hacia bajas latitudes el aumento de la vorticidad relativa genera convergencia. Estos procesos de los niveles medios y altos de la troposfera repercutirán en las capas bajas provocando movimientos de compensación, como son los ilustrados en la figura A 7; es decir, la formación de ciclones dinámicos en la rama delantera de la vaguada y anticiclones en la rama posterior, tal como quedan ilustrados en el esquema de la figura A 8, que presenta sucesivas depresiones con trayectorias conducidas hacia el SE, seguidas por la descarga polar postciclónica hacia el NE (anticiclones móviles); fenómenos que caracteri-

zan el desarrollo normal del tiempo en la zona templada del Hemisferio Sur.

Este encadenamiento de procesos permite interpretar las trayectorias y los regímenes de los anticiclones móviles y de las depresiones dinámicas. Durante el invierno (figura A 9), los anticiclones móviles tienen una trayectoria marcadamente submeridiana (SW a NE), que se ajusta a la rama posterior de la vaguada de altura, y el régimen anticiclónico resulta netamente invernal al norte de 30° S. Las depresiones dinámicas se forman preferencialmente sobre el sur de Brasil, Uruguay y litoral argentino, es decir, desde el eje de la vaguada de altura y hacia el oriente.

Durante el verano (figura A 10), los anticiclones móviles adoptan una trayectoria zonal y entran al sur de los 37° S, por el tramo más bajo de los Andes, para cruzar rápidamente el ámbito continental. Las depresiones dinámicas se forman sobre el Atlántico, al oriente del eje de la vaguada, y sólo afectan el ámbito continental con sus frentes fríos.

La frecuencia de estos dos modelos de circulación —aproximadamente 80 empujes polares por año—, por la persistencia de sus trayectorias y por su recurrencia estacional, debe afectar los campos medios de los diversos elementos del clima en cuanto ponen en movimiento a las masas de aire de origen polar hacia latitudes más bajas; es decir, masas activas cuyo avance hacia el norte debe significar un freno al desplazamiento opuesto del aire de origen tropical. Las áreas de dominio de unas y otras y las franjas de contacto entre ellas deben generar, respectivamente, núcleos climáticos y fajas de discontinuidad que se deben discernir en los valores medios de los atributos atmosféricos.

El límite norte del efecto polar

Los frecuentes frentes fríos que barren las planicies argentinas trasponen su frontera septentrional, especialmente en los meses de invierno, cuando se expande el vórtice circumpolar, de manera que las masas polares alcanzan su umbral de extinción fuera del país. La mejor definición del límite norte de los climas subtropicales se deberá lograr entonces en la estación fría, y más allá de ese umbral se entrará en el dominio casi exclusivo de las masas tropicales y ecuatoriales, que caracterizan a los climas cálidos.

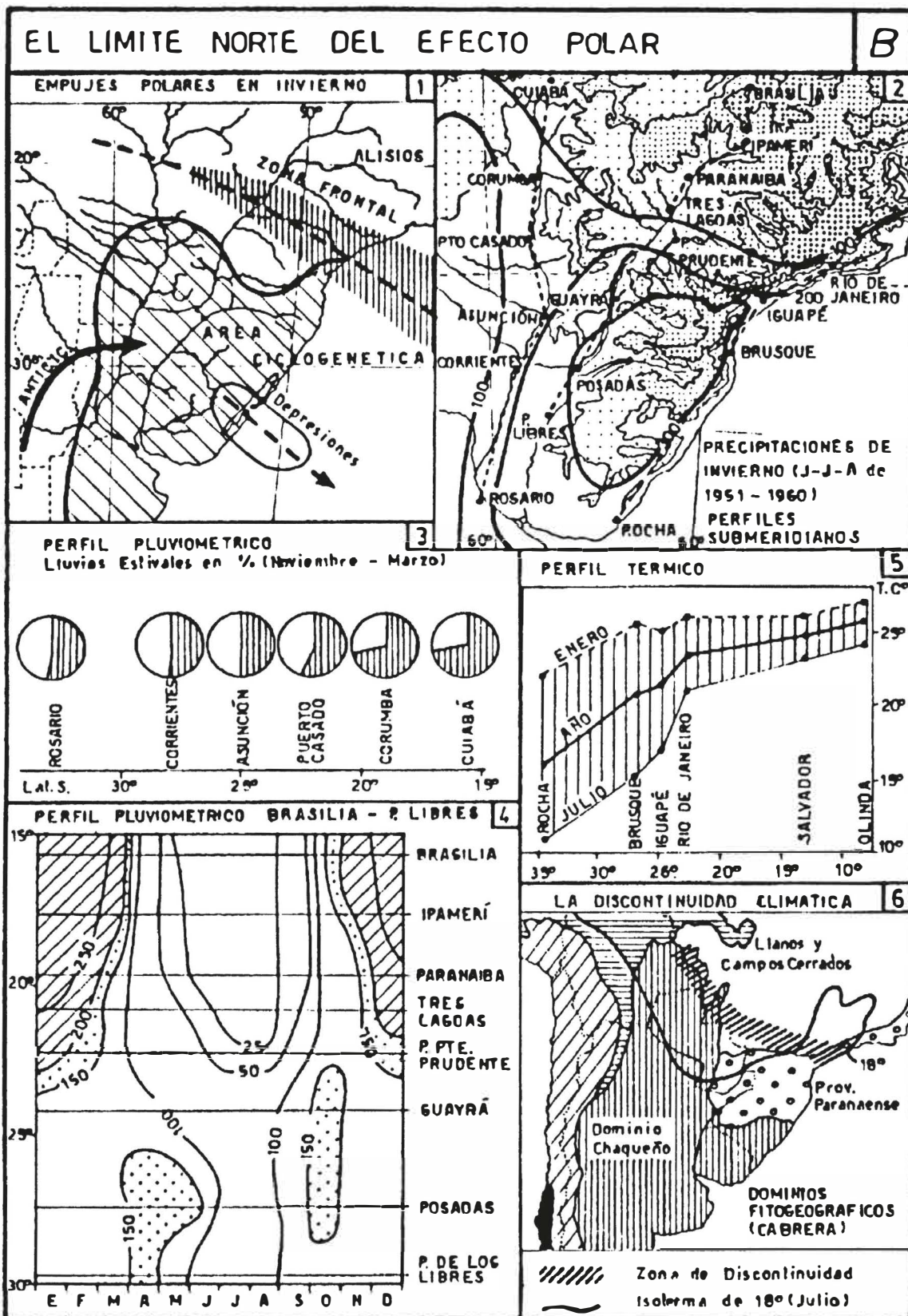
En la figura B hemos reunido algunas representaciones gráficas y cartográficas que pueden contribuir a definir este límite. En la figura B 1 hemos representado en forma esquemática la frecuencia de ciclones en invierno y sus trayectorias (según Rivero y Bischoff, 1971), la frecuencia de frentes en superficie en la misma estación (según Van Loon, 1965) y las trayectorias más comunes de los anticiclones móviles. Estas últimas indican las posiciones sucesivas del centro de los anticiclones, de modo que el frente que los acompaña se dispondrá a cierta distancia hacia el norte, sobre su flanco de avanzada.

Las trayectorias continentales de los anticiclones que se canalizan hacia el norte por la gran depresión topográfica sudamericana, alcanzan en casos excepcionales hasta latitudes ecuatoriales, como es el fenómeno conocido como *friagem* en la cuenca amazónica; pero es más frecuente que estas células móviles, una vez que llegan con sus centros hasta latitudes de 27° a 30° S, inflexionen hacia el oriente hasta confundirse con el Anticiclón semipermanente del Atlántico. Se advierte un cierto paralelismo entre la ruta media de los anticiclones y la posición de la zona frontal, separados por una distancia de 700 a 800 Km., que es la separación media que existe entre los centros de las células móviles y los frentes fríos en época invernal.

El campo medio de las lluvias de invierno (figura B 2) refleja claramente los efectos y el alcance de los empujes polares, con un núcleo lluvioso que se yuxtapone al área ciclogénica y que es reforzado por efecto orográfico. La rápida disminución de las precipitaciones hacia el norte es indicativa del comienzo del ámbito seco en estación fría, que es característico del régimen tropical, y contribuye a definir la franja del máximo avance efectivo del sistema de circulación de la zona templada. Incluso el dispositivo, subzonal y meridiano, de las isohietas es un síntoma del contraste genético.

A los efectos de verificar las características y el grado de definición de esta franja de cambio, hemos recurrido a tres perfiles submeridianos más o menos equidistantes: el primero sigue el eje de la depresión Paraguay-Paraná, el segundo sobre la línea del Alto Paraná y el Uruguay medio, y el tercero una localidades de la costa atlántica (ver situación en la figura B 2).

En el primer perfil, que va desde Cuiabá a Rosario (figura B 3), está representada la proporción porcentual de las lluvias estivales (noviembre a marzo) sobre el total anual. Se destaca el predominio de éstas desde



Cuiabá a Corumbá, mientras que Puerto Casado representa la transición, y más al sur se manifiesta un régimen más equilibrado. El paralelo de 22° S indicaría en este tramo la posición de la franja de contacto de los regímenes tropical y subtropical.

El perfil pluviométrico Brasilia-Paso de los Libres, representado en la figura B 4 mediante un diagrama de isohietas, evidencia de un modo más claro todavía el término meridional del régimen tropical, hacia los 24° S, entre Presidente Prudente y Guayrá, con una marcada sequía invernal y concentración estival de las lluvias al norte y un mayor equilibrio hacia el sur, debido a los empujes polares de invierno.

El avance del sistema de circulación de la zona templada debe dejar sus rastros también en el campo térmico, en cuanto se trata de masas frías que reducirán notablemente los registros invernales. El perfil sobre la costa atlántica, que va desde Olinda, —en el extremo nordeste del Brasil— hasta Rocha (figura B 5), muestra claramente las variaciones térmicas, anual y de los meses extremos, mediante datos de localidades cuyas alturas no son significativas: salvo Olinda con 62 metros sobre el nivel marino, las restantes no superan los 30 metros. Obsérvese que desde el norte y hasta Río de Janeiro la homogeneidad térmica es marcada y la amplitud muy reducida, como es típico en los climas cálidos; y que en esa latitud (24° S, aproximadamente) se advierte un brusco escalón, particularmente en las temperaturas invernales, por el enfriamiento que produce el aire polar. Cabe agregar que a partir de Iguapé, hacia el sur, también se registra un marcado cambio en el régimen de lluvias. Los efectos del frente polar sobre el clima de la fachada atlántica del Brasil han sido tratados detalladamente por Figueiredo Monteiro (1969).

Estos perfiles nos permiten advertir la localización de una franja de cambio o de discontinuidad, es decir, un límite no indicado por uno solo de los atributos de la atmósfera, sino, simultáneamente, por la totalidad del complejo climático. Si un frente atmosférico es definido como una discontinuidad meteorológica, la recurrencia de esos fenómenos y su persistencia estacional sobre determinadas franjas o zonas, definirán una «discontinuidad climática». En este caso se trata de la franja de contraste entre el calor constante y la sequía invernal, al norte, y la humedad constante y el frío invernal, al sur.

En la figura B 6 hemos situado esta discontinuidad sobre un fondo que

representa la extensión de los Dominios y Provincias fitogeográficas según Cabrera (1970). Se advierte su correspondencia con el borde sur de los Llanos y Campos Cerrados, característicos del clima tropical, en su contacto con los ámbitos subtropicales representados por la provincia Paranaense y el confín septentrional del Chaco. El trazado de esta franja de discontinuidad de NW a SE (a los 22° S en el Alto Paraguay y a los 24° S en el Paraná y la costa atlántica), evidencia el efecto de canalización de las masas frías a través de la gran depresión continental y especialmente sobre el flanco occidental de los cordones preandinos que, a manera de dique, impiden la expansión lateral del aire frío y aseguran su efectividad en las condiciones meteorológicas locales. Este dispositivo, en síntesis, es una consecuencia del efecto topográfico y de las condiciones aerológicas de América meridional.

En la misma figura B 6 hemos incluido, a efectos de su comparación, la isoterma de 18° del mes más frío, que es un valor crítico clásico de las clasificaciones planetarias utilizado para indicar el límite polar de los climas cálidos, pero que, evidentemente, se aparta bastante del dispositivo que muestra el paisaje vegetal.

Cabe advertir que en esta franja de discontinuidad, o de interpenetración de dos sistemas de circulación, el mayor o menor dominio de un año a otro puede generar una alta variabilidad, que es característica de las franjas de cambio. De manera que no se trata de un límite lineal, pero ello no significa que sea menos estable que los límites definidos por una isoterma media. A título de ejemplo agregamos los datos de la temperatura media del mes de julio durante el quinquenio 1954-1958 y el gradiente de temperatura entre localidades contiguas de la costa atlántica, expresado en grados centígrados por cada 10 minutos de latitud. Obsérvese que el valor de 18° C en los distintos años se localiza en diferentes latitudes, mientras que los mayores gradientes se sitúan en la misma franja zonal y que, además, esos gradientes triplican o cuadruplican la variación térmica media entre los extremos del perfil (datos del *World Weather Records 1951-1960*) (cuadro II).

El límite climático que hemos determinado, además de guardar una mayor correspondencia con los límites biológicos, constituye la frontera meridional de los cultivos tropicales; el límite ecológico del café, por ejemplo, se localiza entre los ríos Ivaí (23° S) y Pequirí (24° S). También es indicativo del marcado cambio de los regímenes fluviales: hacia el norte de ella, las cuencas altas del Paraguay y del Paraná tienen un neto régimen

EL ÁMBITO SUBTROPICAL EN LA REPÚBLICA ARGENTINA

CUADRO II

| Localidades y sus latitudes | Temperaturas de julio | | | | | Gradientes de temperatura | | | | |
|---|-----------------------|------|------|------|------|---------------------------|------|------|------|------|
| | 1954 | 1955 | 1956 | 1957 | 1958 | 1954 | 1955 | 1956 | 1957 | 1958 |
| Olinda (8° 01' S.) | 23'6 | 23'4 | 23'9 | 24'2 | 24'3 | 0'01 | 0'01 | 0'02 | 0'03 | 0'03 |
| Salvador (12° 57' S.) | 23'1 | 23'1 | 23'3 | 23'2 | 23'3 | 0'01 | 0'01 | 0'05 | 0'04 | 0'03 |
| Rio de Janeiro (22° 54' S.) | 22'1 | 21'8 | 20'6 | 21'0 | 21'6 | 0'36 | 0'52 | 0'37 | 0'40 | 0'21 |
| Iguape (24° 42' S.) | 18'2 | 16'7 | 16'6 | 16'6 | 19'3 | 0'20 | 0'23 | 0'14 | 0'08 | 0'03 |
| Brusque (27° 06' S.) | 15'3 | 13'3 | 14'6 | 15'4 | 18'9 | 0'12 | 0'12 | 0'11 | 0'11 | 0'07 |
| Rocha (34° 30' S.) | 9'6 | 8'0 | 9'4 | 10'5 | 15'4 | | | | | |
| Gradiente medio entre los extremos °C/10' | | | | | | 0'08 | 0'09 | 0'09 | 0'08 | 0'05 |

«pluvial tropical», mientras que hacia el sur, las cuencas del Iguazú, del Uruguay superior y los ríos del norte mesopotámico son típicamente subtropicales. Se trata, en síntesis, de un límite climático integral que afecta al conjunto del paisaje fisiográfico y que permite establecer relaciones que van más allá de lo que puede sugerir una simple isoterma.

El límite zonal Chaco-Pampa

En el ámbito de marcada uniformidad topográfica de la planicie chacopampeana, la variación latitudinal de los valores térmicos parece presentar una gradación continua que ha sido señalada reiteradamente por la mayoría de los autores que han tratado el clima del país. El dispositivo submeridiano de las isohietas y la regular retícula termoplumiométrica que evidencian los mapas de uso corriente, tampoco ha sido omitida por los geógrafos. Las menciones a los «gradientes climáticos», «gradientes ecológicos», «gradualidad», etc., se utilizan para destacar el sentido de una variación paulatina, sin alteraciones dignas de señalar.

Dentro de ese campo de continuidades es posible, sin embargo, poner de manifiesto una zona crítica, localizada entre los 30° y 32° S, aproximadamente, que si bien no constituye una ruptura espectacular, adquiere el carácter de un verdadero límite climático, si consideramos su persistencia, la simultaneidad de sus efectos y su carácter complejo.

En la figura C hemos reunido algunos ejemplos que pueden explicar el origen de esa zona crítica y sus caracteres específicos. En la figura C 1 hemos ilustrado los dos modelos de circulación que son característicos de la Argentina. Durante el invierno dominan las trayectorias meridianas y submeridianas de los anticiclones móviles, cuyos centros llegan con bastante frecuencia hasta esta franja latitudinal. Cabe advertir que en torno a estos grandes anticiclones, el aire «polar directo» de su flanco meridional (vientos del SW) es marcadamente más frío y seco que el aire «polar retrógrado» (vientos del NE), que circula sobre su flanco septentrional. En el período estival, cuando dominan las trayectorias zonales de los anticiclones, los frentes fríos que indican la vanguardia del aire polar tienden a detenerse sobre el litoral, donde se hacen estacionarios, se deslizan hacia el Atlántico o se disipan sin progresar a latitudes más bajas. De manera que, hacia los 30° S, tienden a superponerse las trayectorias de los anticiclones invernales con las posiciones de la zona frontal estival, y de este modo generan una franja cuyos efectos deben percibirse durante todo el año.

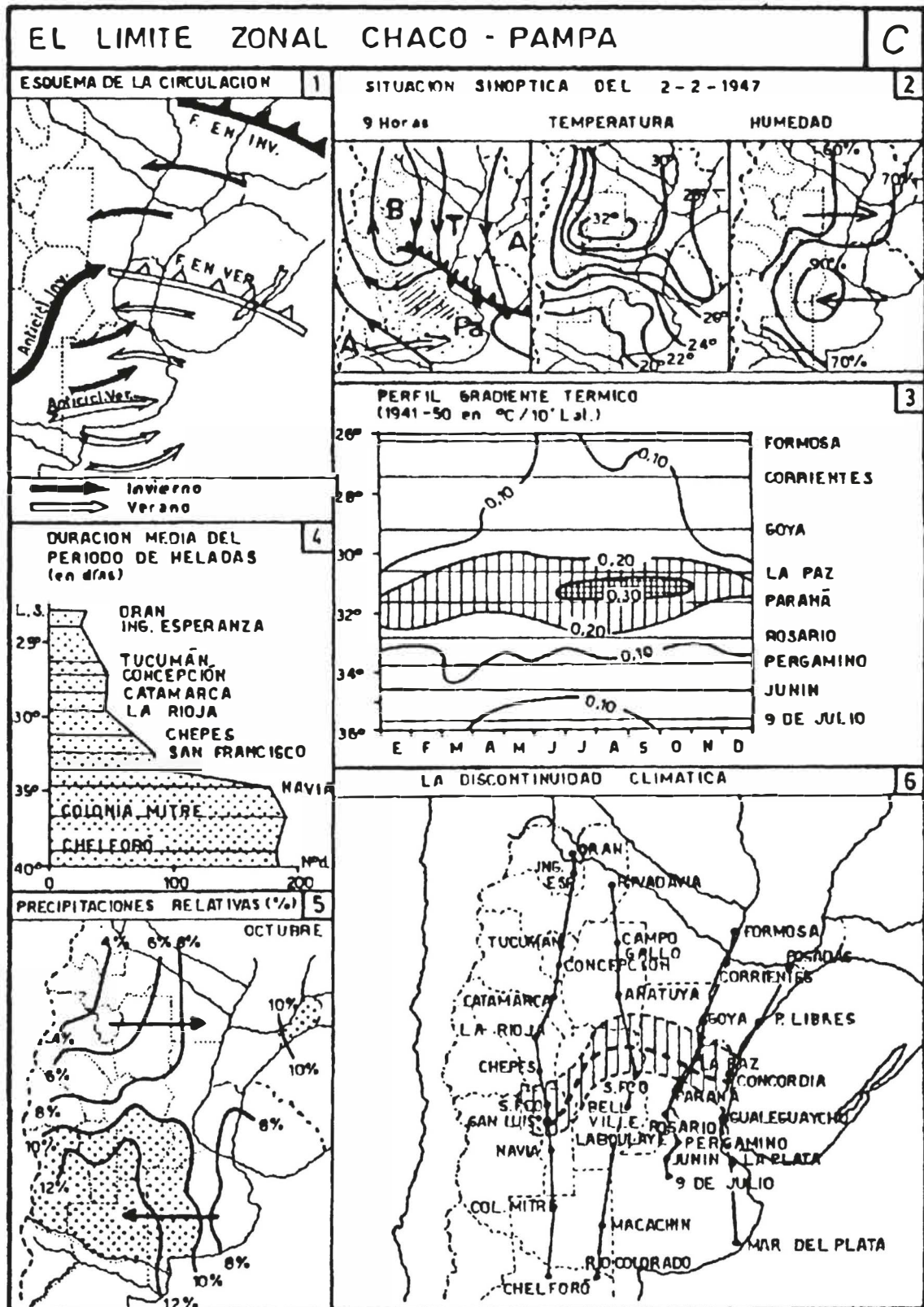
Del total de frentes fríos provocados por empujes zonales y meridianos que pasan sobre la latitud del río de la Plata, y que según Wolcken (1954) suman 80 por año, aproximadamente la mitad se estaciona, se transforma o se disipa en el litoral fluvial, en cuanto los que llegan a Corrientes alcanzan a 43, según Hoffmann (1971).

En el cuadro siguiente se puede comparar el número de frentes fríos que pasaron por la provincia de Buenos Aires durante la década 1957-66 (Burgos, 1968) y los que afectaron a Corrientes durante el período 1941-50 (Hoffmann, 1971) (cuadro III).

Si bien se trata de períodos diferentes, la regularidad del fenómeno durante una década permite su comparación. Se advierte que las diferen-

CUADRO III
NÚMERO DE FRENTE FRÍOS (promedio)

| | Enero | Abril | Julio | Octubre |
|--------------------------|-------|-------|-------|---------|
| Corrientes | 3'5 | 2'9 | 3'7 | 4'2 |
| Prov. Buenos Aires | 8'3 | 6'8 | 4'7 | 6'4 |
| Diferencia | 4'8 | 3'9 | 1'0 | 2'2 |



cias se acentúan en estación cálida en coincidencia con el dominio de las trayectorias zonales de los anticiclones móviles.

En la figura C 2 hemos reproducido, a título de ejemplo, la situación sinóptica del 2-2-1947, que muestra el pasaje de un anticiclón zonal con un frente casi estacionario sobre el litoral. Al norte del mismo, el aire tropical, caliente y seco, se opone a la masa polar atlántica que penetra desde el SE sobre el flanco norte del anticiclón. El campo de la temperatura evidencia una franja de marcado gradiente sobre la zona frontal, y la distribución de la humedad relativa presenta dos modelos opuestos al norte y al sur; de manera que si nos trasladáramos desde el Chaco hacia la Pampa, siguiendo un meridiano, cruzaríamos una franja de marcada disminución de la temperatura y con un correlativo aumento de la humedad. Si esta situación meteorológica alcanza una recurrencia suficiente, puede contribuir a modelar los campos medios de ambos parámetros.

En la figura C 3 hemos incluido un perfil meridiano del gradiente térmico, expresado en grados centígrados cada 10 minutos de latitud, es decir, la diferencia térmica entre localidades consecutivas durante una década. La franja comprendida entre las localidades de La Paz y Paraná revela una concentración marcada del gradiente, cuyos valores máximos en estación fría coinciden con la mayor cantidad de empujes polares, y el marcado estrechamiento estival, de esa franja de altos gradientes, con la mayor frecuencia de anticiclones de trayectoria zonal. Cabe advertir que el contraste térmico entre esas dos localidades duplica y triplica el gradiente medio de todo el perfil.

El descrito no es un caso único, sino que se repite con caracteres semejantes en todos los perfiles localizados en la figura C 6 (Posadas-Mar del Plata, Rivadavia-Río Colorado y Orán-Chelforó); en estos casos los mayores gradientes se registran entre Concordia-Gualeguaychú, Añatuya-San Francisco y San Luis-Navia, respectivamente.

En la figura C 4 hemos representado la duración media del período de heladas desde Orán a Chelforó, perfil que evidencia una notable ruptura entre San Luis y Navia. El mismo parámetro en los restantes perfiles submeridianos muestra rupturas coincidentes con los incrementos del gradiente térmico en los tramos antes aludidos.

Cabe agregar que el campo de la humedad relativa, en el promedio de una o más décadas, refleja el mismo contraste —aunque más atenuado— que ilustráramos mediante la situación sinóptica en la figura C 2.

En la figura C 5 la distribución geográfica de las precipitaciones relativas del mes de octubre, expresadas en proporción porcentual del total anual, muestra dos modelos opuestos al norte y al sur de la franja de discontinuidad que hemos localizado en la figura C 6.

La distribución de los gradientes térmicos meridianos en los diversos perfiles realizados muestra que esta franja de concentración puede presentar pequeñas variaciones en su localización en años fríos con respecto a los años cálidos, pero esas variaciones son mucho menos significativas que los desplazamientos de las isotermas que expresan la intensidad del fenómeno en cada período. Esta constatación nos permite concluir que esas zonas críticas, de incremento del gradiente, no se deben a factores locales, estáticos, propios de cada estación meteorológica, sino al efecto advectivo o dinámico que produce el desplazamiento de las masas de aire. Por otra parte, la mayor estabilidad espacial de esa discontinuidad climática respecto de los marcados desplazamientos de las isotermas de un año a otro, es indicativa de que las trayectorias de las masas de aire son más estables en el espacio que sus condiciones físicas.

Precisamente las masas de aire polar atlánticas que penetran al ámbito pampeano mediante anticiclones de trayectoria zonal, como es el caso de la situación sinóptica representada en la figura C 2, presentan una marcada reducción de su frecuencia al norte de la franja aludida. Los datos contenidos en los *Resúmenes Mensuales del Tiempo*, del período 1941-1945, relativos a la frecuencia de las masas de aire polar marítimo, en cuatro localidades alineadas de norte a sur, permite advertir ese cambio notable (cuadro IV).

CUADRO IV

NÚMERO DE DÍAS CON MASAS DE AIRE POLAR MARÍTIMO (1941-1945)

| Localidades | n. de días | Diferencia | Dif. por ° Lat. |
|-----------------------------|------------|------------|-----------------|
| Corrientes (27° 28' S) | 456 | 77 | 19 |
| Concordia (31° 23' S) | 533 | 190 | 63 |
| Buenos Aires (34° 25' S) | 723 | 50 | 14 |
| Mar de la Plata (38° 08' S) | 773 | | |

La franja de contraste que hemos representado en la figura C 6 es indicativa de una ruptura que, además de los casos mencionados, afecta también al régimen de lluvias, especialmente mediante un incremento de las precipitaciones invernales en el ámbito pampeano, mayor frecuencia de nieblas en el sur, cambios en la dirección de los vientos, etc. Todos estos contrastes, si bien no son espectaculares, coinciden espacialmente en la misma franja zonal y definen un límite que altera la gradualidad de la totalidad del complejo climático. Se trata, entonces, de un límite integrado, de existencia real, generado a partir de procesos dinámicos y con marcada estabilidad espacial.

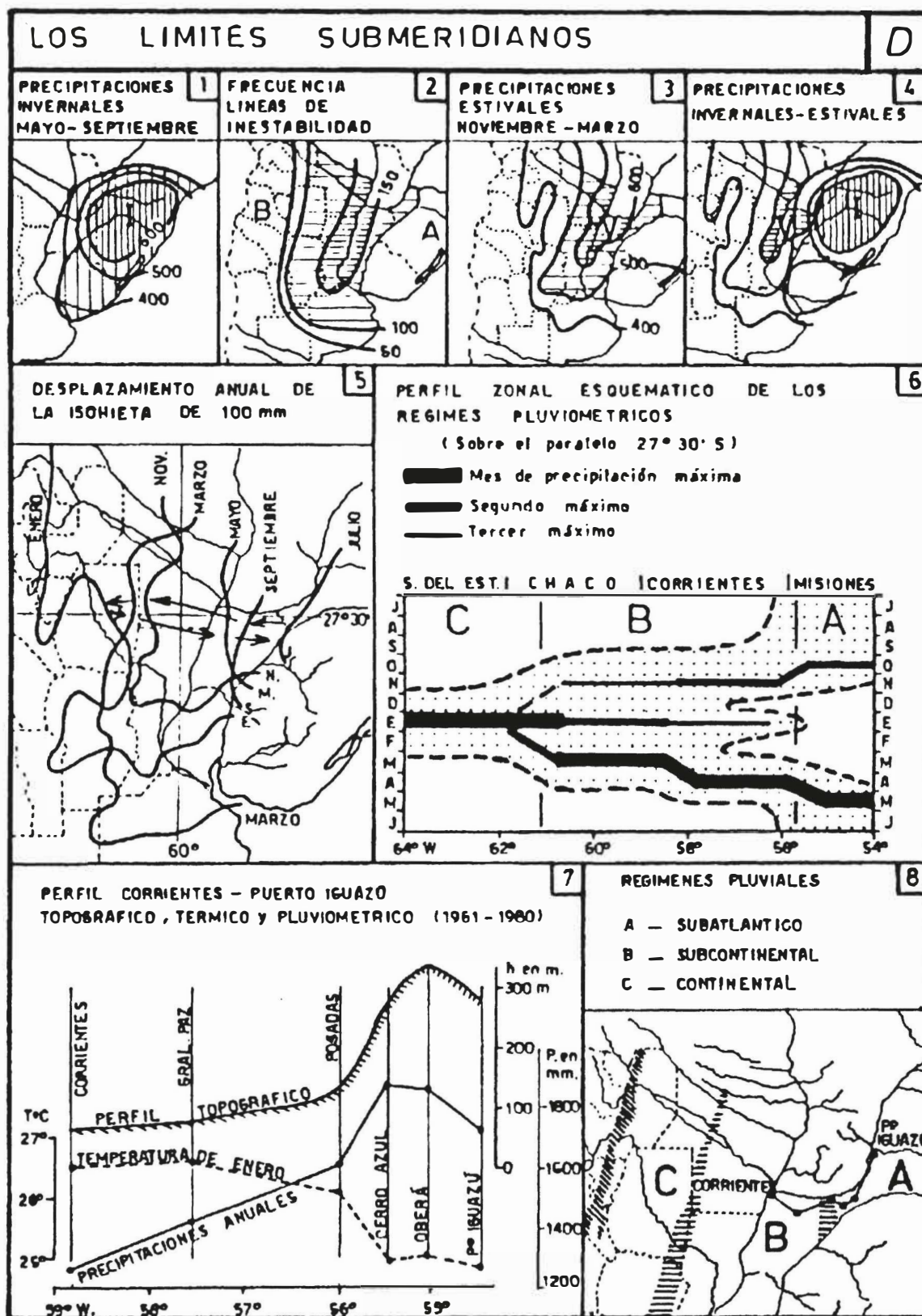
Los límites submeridianos

Entre el límite zonal Chaco-Pampa y la frontera septentrional del efecto polar se desarrolla un amplio espacio con caracteres subtropicales desde el punto de vista térmico, pero con marcadas diferencias tanto en los volúmenes pluviométricos como en el régimen anual, diferencias que permiten advertir ciertas franjas de cambio que provienen especialmente de los diversos procesos genéticos y estacionales de la precipitación. En lo que respecta a los montos y a su variación zonal, los textos geográficos señalan la gradualidad del incremento que se registra desde las comarcas más secas de Santiago del Estero hasta las más húmedas de Misiones, sin advertir gradientes marcados o discontinuidades.

En la figura D 1, el campo de las lluvias invernales permite señalar el núcleo de máxima, localizado sobre el sur de Brasil, Uruguay y nordeste argentino, cuyo origen se vincula —como lo hemos visto— al área ciclogénica que se desarrolla preferentemente en estación fría. Si bien el número de depresiones que se produce cada invierno no es significativo, e incluso no deja rastros en los campos medios de la presión atmosférica en cuanto ese sector es ocupado por el anticiclón del Atlántico, sin embargo, esas pocas depresiones producen lluvias muy abundantes sobre áreas extensas, superiores a 100.000 kilómetros cuadrados, y este aporte acumulado altera decisivamente el campo pluviométrico de la estación fría mediante el diseño de un núcleo definido.

Durante el verano las condiciones cambian notablemente. La contracción del sistema circulatorio de la zona templada y el retraimiento hacia el sur de las masas polares deja el campo libre a la penetración del aire

EL ÁMBITO SUBTROPICAL EN LA REPÚBLICA ARGENTINA



tropical, a lo que también coadyuva la profundización de la depresión térmica del NW argentino por el calentamiento estival del piedemonte andino y subandino. Entre el anticiclón del Atlántico y la baja térmica se canalizan hacia el sur los vientos cálidos y húmedos, y ese aporte advectivo genera un apófisis de alta tensión del vapor, cuyo eje sigue, aproximadamente, la depresión topográfica del Paraguay-Paraná. Las masas tropicales, además del incremento de su frecuencia, exhiben en la estación estival un cambio cualitativo de importancia, dada su mayor capacidad pluvial.

En el período cálido las precipitaciones son predominantemente convectivas y se presentan en forma organizada en conexión con perturbaciones sinópticas que dan lugar a extensas líneas de inestabilidad. Éstas se forman en el ámbito pampeano y, en la mayoría de los casos, avanzan hacia el norte delante de los frentes fríos y orientadas perpendicularmente al eje de la depresión fluvial. En la figura D 2 está representada la frecuencia de líneas de inestabilidad durante una década, según los estudios de Lichtenstein y Schwarzkopf (1970). Se advierte una franja de máxima actividad sobre el eje fluvial, a lo que hay que agregar su régimen netamente estival, especialmente en el tramo norte. Si bien este proceso no excluye otras causas de lluvia, como los frentes fríos o calientes, parece dominar en el aporte pluviométrico del verano.

En efecto, en la figura D 3 la distribución de las lluvias de la estación cálida (noviembre a marzo) revela un marcado ajuste al modelo de frecuencia de las líneas de inestabilidad. Dado que éstas tienen una longitud del orden de los 500 kilómetros y su centro se desplaza más frecuentemente sobre el eje fluvial, diseñan una apófisis pluviométrica bastante definida a ambos lados de dicho eje.

En la figura D 4 hemos superpuesto los campos pluviométricos de ambas estaciones, a los efectos de comparar las posiciones relativas de las áreas más regadas, y advertir que hacia fines del invierno, cuando empieza a decaer el volumen de lluvias del núcleo del oriente, se vigoriza simultáneamente la apófisis estival trasladada hacia el interior continental. Al finalizar el verano este proceso se revierte.

En la figura D 5, el traslado de la isohieta de 100 milímetros ilustra ese desplazamiento del área de máximas lluvias hacia el interior continental y su regreso hacia el litoral a medida que volvemos al invierno, pero se trata, como lo hemos visto, no sólo de volúmenes pluviométricos, sino también de causas diferentes.

Este corrimiento de las áreas pluviosas permite explicar los diferentes regímenes del norte argentino. En la figura D 6 el perfil zonal esquemático localizado sobre el paralelo 27° 30' S (ver localización en figura D 5), permite observar las diferentes posiciones de los meses que por el volumen de lluvias se ubican en primero, segundo y tercer lugar durante el año (tomado aquí a partir de julio para no fraccionar la evolución durante el verano). En este esquema se pueden distinguir tres regímenes diferenciados: el régimen *Subatlántico* (A), se localiza en el oriente y afecta la provincia de Misiones y las áreas adyacentes de Paraguay y Brasil; en él dominan las lluvias producidas por las depresiones dinámicas, y el semestre frío (abril-septiembre) resulta más lluvioso que el semestre estival. Sobre la provincia de Corrientes y en el Chaco oriental se manifiesta un régimen complejo, *Subcontinental* (B), con predominio de lluvias del semestre cálido y máximos ubicados en primavera y otoño, es decir, en los momentos en que el área lluviosa entra y sale del interior continental, y con una superposición de procesos genéticos (depresiones y líneas de inestabilidad). Hacia el occidente, el régimen *Continental* (C), o de la Baja Térmica, se caracteriza por su simplicidad; es decir, un solo máximo estival, concentrado y con fuerte predominio de los procesos de inestabilidad.

Estas diferencias en los ritmos de las lluvias adquieren mayor significación geográfica cuando se hace intervenir la evapotranspiración potencial. En el régimen Continental (C) los máximos estivales de lluvias coinciden con el período de mayor evapotranspiración, lo que genera marcados déficits hídricos y le imprime su aridez característica. Mientras que en el régimen Subcontinental (B) el doble máximo de lluvias, en momentos en que la evaporación no alcanza sus mayores valores, permite reposición de humedad en el suelo y, eventualmente, los excesos de agua que alimentan la red fluvial autóctona, períodos que se combinan con ciertos déficits en la época invernal. Finalmente, el régimen Subatlántico (A) revela un balance hídrico con excedentes y sin deficiencias estacionales, salvo algunos años excepcionales.

Entre los regímenes A y B, además de las diferencias señaladas, se agregan aquellos contrastes que produce el factor topográfico. En la figura D 7, el perfil que une Corrientes, General Paz, Posadas, Cerro Azul, Oberá y Puerto Iguazú (localización en figura D 8), ilustra la relación existente entre la topografía, los montos pluviométricos anuales y la temperatura estival. El nítido escalón de los volúmenes de lluvia y el descenso de la

temperatura, en coincidencia con el inicio de las sierras misioneras, define en las proximidades del meridiano 56° una discontinuidad o ruptura del gradiente.

El incremento de las lluvias por efecto topográfico, no obstante tratarse de diferencias de nivel del orden de los 200 metros, es bastante significativo y así lo muestra la mayoría de los mapas pluviométricos de la Argentina a través de un notable acercamiento de las isohietas. También las clasificaciones de escala planetaria reflejan esta franja de cambio mediante la localización de uno o más límites climáticos dentro de ella. Por otra parte, esa diferencia topográfica menor es suficiente para producir fenómenos desconocidos en las planicies aledañas, como son las nevadas registradas en todo el ámbito misionero en diversos períodos: en Posadas (1971-80), Cerro Azul (1971-80), Oberá (1961-70) y Puerto Iguazú (1961-80).

Cabe destacar que el incremento pluviométrico no se debe principalmente a precipitaciones orográficas en sentido estricto, sino más bien al efecto de estas elevaciones sobre los mecanismos convectivos y ciclónicos, es decir, lo que se denomina «componente orográfica» sobre el total de las precipitaciones. La presencia de las sierras misioneras al frenar parcialmente el desplazamiento de los frentes genera un incremento local de las lluvias, especialmente en invierno —época que registra un mayor número de días de lluvia que en las planicies vecinas— y en estación intermedia, a través de una mayor densidad de las mismas.

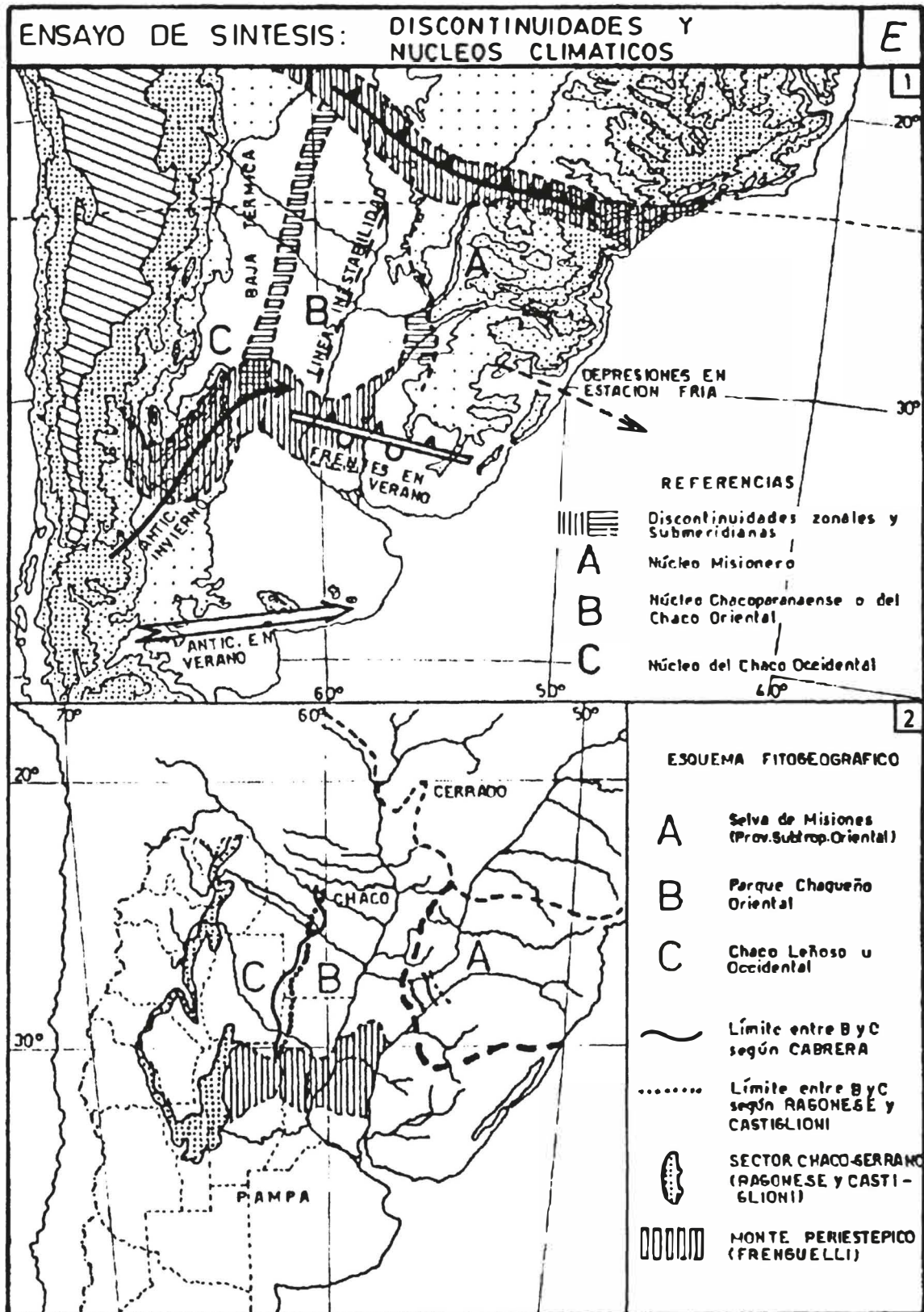
En la figura D 8 están localizadas las franjas de cambio más significativas y los regímenes que caracterizan cada uno de los espacios determinados por esas franjas críticas. Hacia el oeste, sobre la vertiente oriental de los sistemas preandinos, se localizan discontinuidades sucesivas y vigorosas creadas por el efecto orográfico y que definen las variedades climáticas de montaña.

Ensayo de síntesis

En la figura E 1 hemos situado los límites descritos sobre un fondo topográfico, con el agregado de algunos de los factores inmediatos que intervienen en el origen de cada uno de ellos.

El dispositivo de las franjas de discontinuidad permite deslindar «núcleos climáticos» o áreas donde la variación espacial de los atributos

EL ÁMBITO SUBTROPICAL EN LA REPÚBLICA ARGENTINA



básicos de la atmósfera revela mayor homogeneidad relativa, en cuanto las diferencias que existen dentro de ellas son menos relevantes que los contrastes que se acumulan en sus periferias. En función de la escala estos núcleos pueden homologarse a las unidades denominadas «climas regionales» y, dentro de cada una, los factores locales, de menor alcance espacial, pueden generar variaciones internas, o «topoclimas», es decir, unidades intermedias entre el clima regional y los climas locales.

El *núcleo climático misionero* (A) corresponde al régimen pluviométrico subatlántico, afectado especialmente por las depresiones dinámicas de estación fría. El límite que indicamos entre Misiones y Corrientes debe continuar en los países vecinos, pero la densidad de la información disponible no permite precisarlo. El *núcleo del Chaco oriental o Chacoparanaense* (B) se caracteriza por su régimen complejo de lluvias y por una superposición de procesos genéticos durante el año, en el que intervienen las depresiones dinámicas y las líneas de inestabilidad asociadas a los frentes fríos. El *núcleo del Chaco occidental* (C) se desarrolla en el ámbito de la Baja térmica del noroeste y se caracteriza por su régimen simple, estival y de marcada aridez. Hacia el oeste llega hasta los flancos montañosos, donde la orografía impone contrastes notables.

Cabe advertir que las diferencias que permiten discernir estos núcleos entre sí respondan básicamente a la marcha anual de las lluvias, y el ritmo de éstas constituye un reflejo acabado de los tipos de tiempo y del efecto diferencial de las masas de aire; es decir, de los sujetos de estudio de la Climatología dinámica.

Si el esquema climático resulta geográficamente apto o válido, deberá tener su reflejo biológico en el cuadro de las formaciones vegetales, en cuanto los fitogeógrafos están de acuerdo en que la influencia climática es fundamental en la distribución de la vegetación natural; y también destacan que las grandes formaciones son producto de los grandes climas (formaciones climáticas) y que ellas se encuentran separadas entre sí por franjas ecotonales o de transición. De manera que los núcleos que hemos deslindado deberán corresponder a las formaciones climáticas y las franjas de discontinuidad a los ecotonos o áreas transicionales.

En la figura E 2 hemos representado las grandes formaciones fitogeográficas según los criterios de Frenguelli (1941), Cabrera (1953) y Ragonese y Castiglioni (1970).

En lo que hace al límite norte de los climas subtropicales, diseñado por el máximo avance efectivo del aire polar, ya señalamos su correspondencia con el confín septentrional del Chaco y de la Selva de Misiones o Provincia Subtropical Oriental.

En lo que respecta al límite meridional o franja de contacto entre el Chaco y la Pampa, hay coincidencia en atribuir el contraste fitogeográfico que representan estos paisajes a los factores climáticos. Los límites biológicos establecidos entre estos ámbitos en algunos casos son lineales (Lorentz 1876, Hauman 1920, Kühn 1930, Parodi 1934 y 1945) y todos ellos se inscriben dentro de la franja de discontinuidad climática; en otros casos se han señalado franjas ecotonales o nuevas formaciones transicionales como son las propuestas de Rovereto (1914), el «Monte Periestépico» de Frenguelli (1941) o la «Provincia del Espinal» de Cabrera (1953), cuyos desarrollos coinciden notablemente con el tramo zonal de la franja crítica que localizamos entre los 30° y 32° S. Esta franja es indicativa también del límite meridional de las palmeras, de los quebrachos —elementos típicamente chaqueños— y de los cultivos subtropicales como la caña de azúcar, el tabaco y el algodón.

En cuanto a los límites submeridianos, el occidental de la Selva de Misiones no requiere comentarios adicionales en cuanto la mayor parte de los autores lo localizan dentro de la franja de discontinuidad entre los núcleos climáticos A y B.

El Gran Chaco, como región natural de primer orden, ha sufrido un proceso evolutivo a medida de su mejor conocimiento, que se manifestó en la expansión de los límites originales que le asignara Lorentz (1876), incorporando a su ámbito el nordeste de la provincia de Corrientes y ganando terreno en el oeste a expensas del Monte, hasta llegar a conformar lo que se ha llamado Sector o Distrito Chaco Serrano. Simultáneamente con esa expansión se fue advirtiendo la heterogeneidad de esta gran región y la necesidad de reconocer límites internos (Kanter 1936, Cabrera 1953, Ragonese 1967, Morello y Adamoli 1968) que permiten distinguir un «Parque Chaqueño Oriental» —donde los quebrachales de *Schinopsis balansae* constituyen la comunidad clímax— y un «Chaco Leñoso u Occidental», cuya comunidad clímax está representada por los quebrachales de *Schinopsis lorentzii*. El límite entre ambos, según las propuestas de los distintos autores, forma una franja submeridiana que se ajusta notablemente a la indicada entre los núcleos B y C. Esta franja de cambio climático

también coincide con el borde o área marginal de la agricultura «a temporal» del oriente y de los cultivos bajo riego hacia el occidente.

Esta comparación sumaria nos permite concluir que se trata de límites climáticos reales y trascendentes, es decir, discontinuidades creadas por la propia naturaleza y detectadas según un método inductivo o empírico que considera sin supuestos previos la distribución de los caracteres, cuyas aglomeraciones servirán de base para la formación de las unidades espaciales.

Este método, que parte de los factores generales del clima y llega naturalmente a una división espacial sobre la base de la dinámica atmosférica y de sus efectos sobre los campos medios y sobre el conjunto del paisaje, permite un mejor eslabonamiento de la cadena causal que es la razón de ser de la disciplina geográfica.

BIBLIOGRAFÍA

- El presente artículo constituye una síntesis parcial de un trabajo mayor titulado «El Clima de las planicies del norte argentino (Ensayo metodológico de Geografía de los climas)», en el cual se incluyen la bibliografía completa y las fuentes estadísticas y cartográficas.
- BRUNIARD, E. (1975-1978): «El gran Chaco Argentino: Ensayo de interpretación geográfica», en *Geográfica*, Instituto de Geografía-Facultad de Humanidades, Universidad Nacional del Nordeste, Resistencia.
- (1981): *El clima de las planicies del Norte argentino*, tesis doctoral, Facultad de Humanidades, Universidad Nacional del Nordeste, Resistencia.
- BURGOS, J. J. y VIDAL, A. L. (1935): «Los climas de la república Argentina según la nueva clasificación de Thornthwaite», en revista *Meteoros*. Servicio Meteorológico Nacional, Buenos Aires, n. 1.
- BURGOS, J. J. (1970): «El clima de la región noreste de la república Argentina en relación con la vegetación natural y del suelo», en *Boletín de la Sociedad Argentina de Estudios Geográficos*, Buenos Aires, vol. XI.
- BURGOS, J. J. y HOFFMAN, J. (1963): «Las tierras áridas y semiáridas de la república Argentina», en revista *Idia*, INTA, Buenos Aires, n. 186.
- CAPITANELLI, R. (1972): «Les bases d'une classification génétique des climats de l'Argentine», en *Mélanges de Géographie Offerts à M. Omer Tulippe*, Ed. Duculot, Gemploux.
- CASTELLANOS, A. (1958): «Observaciones sobre vegetación del occidente de Formosa», en *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, Córdoba, tomo XL.
- CASTELLANOS, A. y PÉREZ-MOREAU, R. (1944): «Los tipos de vegetación de la República Argentina», en *Monografías del Instituto de Estudios Geográficos*, Universidad Nacional de Tucumán.
- DAUS, F. (1946): «Morfología general de las llanuras argentinas», en *Geografía de la República Argentina*, Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, Buenos Aires.
- (1967): *Fisonomía regional de la República Argentina*, Ed. Nova, Buenos Aires, p. 20.

EL ÁMBITO SUBTROPICAL EN LA REPÚBLICA ARGENTINA

- FRENGUELLI, J. (1941): «Rasgos principales de la fitogeografía argentina», en *Revista del Museo de la Plata*, tomo III, Botánica n. 13.
- (1946): «Las grandes unidades físicas del territorio argentino», en *Geografía de la República Argentina*, Ed. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, Buenos Aires, tomo III.
- HESSLING, N. A. (1926): «Ciclones y anticiclones en la República Argentina», en *Boletín Mensual de la Of. Meteorológica Nacional*, Buenos Aires, año VIII.
- HOFFMANN, J. A. y Medina, L. (1971): «Ensayos de una clasificación bioclimática en al República Argentina», en *Meteorológica*, revista del Centro Argentino de Meteorólogos, Buenos Aires, vol. II, 2-3.
- HOFFMANN, J. A. (1971): «Frentes, masas de aire y precipitaciones en el Norte Argentino», en *Revista Meteorológica*, Buenos Aires, vol. II, n. 1, 2 y 3.
- (1970): «La distancia crítica para la interpolación de datos y reducción de las estadísticas de precipitación al mismo período en la República Argentina», en *Meteorológica*, Revista del Centro Argentino de Meteorólogos, Buenos Aires, vol. I, n. 2.
- KANTER, H. (1935): «Der südamerikantische Chaco und seine Flussprobleme», en *Geographische Wochenschrift*, Berlín, tomo II.
- KÖPPEN, W. (1918): Klassifikation del kimate nach temperatur, niederschlag und jahreslauf, *Per. Geogr. Mitt.*
- LICHTENTEN, E. y ALTINGER, M. (1970): «Condiciones meteorológicas asociadas a la ocurrencia de líneas de inestabilidad», en *Revista Meteorológica del Centro de Meteorólogos*, Buenos Aires.
- MORELLO, J. y ADAMOLI, J. (1967): «Vegetación y ambiente del Nordeste del Chaco argentino», en *Boletín n. 3 de la Estación Experimental Agropecuaria de Colonia Benítez*.
- (1974): *La vegetación de la República Argentina. Las grandes unidades de vegetación y ambiente del Chaco Argentino*, Segunda Parte, INTA, Buenos Aires, n. 13.
- MARCIETTI, A. (1951): «Oscilaciones extremas de la cantidad de precipitaciones en la República Argentina», en revista *Meteoros*, Ed. Servicio Meteorológico Argentino, Buenos Aires, año I, n. 1.
- PEDELABORDE, P. (1966): «Les données de la Climatologie», en *Géographie Générale*, Ed. La Pléiade, Paris, p. 42.
- PRESTON, J. (1939): «Air Masses and Fronts in South America», en *The Geographical Review*, Nueva York, vol. XXIX, n. 1.
- PROHASKA, F. (1959): «El polo de calor de América del Sur», en revista *Idia*, INTA, Buenos Aires, n. 141, p. 28.
- RAGONESSE, A. y CASTIGLIONE, J. (1970): «La vegetación del Parque Chaqueño», en *Boletín de la Sociedad Argentina de Botánica*, Buenos Aires.
- SCHWERTFEGGER, W. (1954): «Análisis sinóptico y aspectos climatológicos de dos distintos tipos de depresiones bariicas en el Norte de la Argentina», en revista *Meteoros* del Servicio Meteorológico Nacional, Buenos Aires, año IV, n. 4, p. 315 y ss.
- STRAHLER, A. (1974): *Geografía Física*, Omega, Barcelona, p. 264.

RESUMEN.—*El ámbito subtropical en la república Argentina. (Climatología dinámica y límites climáticos).* Este estudio intenta definir el ámbito subtropical de la Argentina a partir de los factores generales del clima y de su incidencia en la dinámica atmosférica. Las características estacionales de la circulación, derivadas de esos factores, generan a su vez «discontinuidades climáticas» que alteran el *continuum* gradual y se convierten en límites ecológicos que trascienden al conjunto del paisaje geográfico.

PALABRAS CLAVE.—Subtropical. Límites climáticos. Dinámica atmosférica. Discontinuidad climática.

ABSTRACT.—*Sub-tropical environment in the Argentine republic. Dynamics of climatology and climatic boundaries.* This paper intends to define the sub-tropical environment in Argentine starting from the climatological general factors and its incidence in the dynamic of the atmosphere. The features of the circulations in different seasons derived from these factors, generate at the same time «discontinuous climatics», altering the continuum gradual and transformning themselves into environmental boundaries that can be found all over the geographical landscape.

KEY WORDS.—Sub-tropical. Climatic boundaries. Atmospherical dynamic. Discontinuous climatics.