

MESOCлимAS DEL VALLE DEL RIO COLORADO Y SU POTENCIAL AGROPECUARIO

Juan Jacinto BURGOS*

SUMMARY: Mesoclimates of the Colorado River Valley and its Agricultural Potential.

A study of the actual mesoclimatological conditions of the Colorado River Valley from its origin to its mouth in the Atlantic Ocean, has been done, in order to determine the general agricultural conditions of the area, once that the natural environments have been modified by programs of hydrological amelioration now in course.

According to the main mesoclimatic factors acting on each area, the basic guidelines to achieve the most convenient and rapid adequateness and stabilization of the modified environment in relation to the appropriate crops and agricultural practices, are given.

SINOPSIS

I. Introducción

II. Plan de trabajo

III. Análisis del clima regional con la información y métodos climatológicos convencionales

1. La circulación general de la tropósfera baja en el ambiente del río Colorado.
2. El relieve terrestre en relación con el clima de los distintos ambientes del río Colorado.
3. Características físicas de la superficie como factor de mesoclima en el valle del río Colorado
4. Proximidad al mar en el río Colorado
5. Otros factores del mesoclima
6. Elementos climatológicos convencionales que determinan los mesoclimas del río Colorado.
 - a) Precipitación
 - b) Elementos estimados del balance de agua
 - c) Viento en superficie
 - d) Régimen térmico
7. Regionalización climática y agroclimática
8. Mesoclimas agrícolas del río Colorado

* Profesor Titular de la Cátedra de Climatología y Fenología Agrícolas de la Facultad de Agronomía de la Universidad Nacional de Buenos Aires.

ECOSUR	Argentina	v. 1	n. 1/2	pág. 1-172	setiembre 1974
--------	-----------	------	--------	---------------	-------------------

IV. Análisis mesoclimático del alto valle del río Colorado en base a las características locales

1. Balance de energía
2. Régimen térmico local
3. Régimen local de heladas
4. Régimen de la humedad del aire local
5. Estructura de la tropósfera baja sobre el área estudiada
 - a) Sondeo de verano
 - i) Campo de la temperatura
 - ii) Condiciones de humedad
 - b) Sondeo de invierno
 - i) Campo de la temperatura
 - ii) Condiciones de humedad
6. Régimen local de la precipitación, heliofanía, evaporación y viento.
 - a) Precipitación
 - b) Heliofanía
 - c) Evaporación
 - d) Viento

V. Análisis mesoclimático del bajo valle del río Colorado (sobre la base del trabajo de Cappannini y Lores, mas las observaciones locales de 2 años)

1. Regiones mesoclimatológicas agrícolas sobre la base de índices agroclimáticos
2. Análisis mesoclimático del bajo valledel río Colorado sobre la base de características locales
 - a) Balance de energía
 - b) Régimen término local
 - c) Régimen local de heladas
 - d) Régimen local de la humedad del aire
 - e) Viento
 - f) Evaporación
 - g) Heliofanía relativa
 - h) Hipótesis de trabajo sobre las características de la capa baja de la atmósfera en los mesoclimas del bajo valle del río Colorado.

VI. Aptitud agropecuaria y forestal de los mesoclimas del río Colorado

1. Alto valle del río Colorado
 - a) Proceso de mejoramiento hidrológico
 - b) Aptitud agropecuaria del clima mejorado del alto valle del río Colorado
2. Bajo valle del río Colorado
 - a) Proceso de mejoramiento hidrológico
 - b) Aptitud agropecuaria del clima mejorado del bajo valle del río Colorado

I.— INTRODUCCION

“Cada gota de agua dulce que se pierde en el océano sin aprovechamiento, es riqueza sustraída al patrimonio nacional”. Este pensamiento que pertenece al reputado meteorólogo alemán Kurt Wegener (1957), que trabajó unos años en nuestro medio, contiene una verdad y actualidad innegables, al mismo tiempo que un reproche y desafío a los responsables del desarrollo del país. El sintetiza las consecuencias de un clima en su mayor extensión árido y semiárido, frente a cuantiosos volúmenes de agua dulce que se pierden constantemente hacia el mar. El hecho no podía menos que impresionar a mentes provenientes de países de regiones húmedas, en donde el aprovechamiento de los escurrimientos superficiales se ha realizado en forma integral y casi total.

El río Colorado es un ejemplo típico de este drenaje continuo de riqueza. Su caudal de $145 \cdot \text{m}^3 \text{ seg}^{-1}$ en Buta Ranquil, de $140 \text{ m}^3 \text{ seg}^{-1}$ en Colonia 25 de Mayo, de $133 \text{ m}^3 \text{ seg}^{-1}$ en Pichi Mahuida y de $118 \text{ m}^3 \text{ seg}^{-1}$ en Pedro Luro, atraviesa tierras fértiles y climas favorables en una extensión que se aproxima a los 1.500 km sin aprovechamientos racionales e integrales en su curso. Los trabajos ya proyectados en éste y algunos parcialmente en ejecución pretenden salvar esta omisión responsable e incorporar su potencia al esfuerzo del desarrollo nacional.

El hecho de que el río Colorado, desde el nacimiento de sus afluentes hasta su desembocadura, atraviase territorios que corresponden a cinco provincias argentinas: Mendoza, Neuquén, Río Negro, La Pampa y Buenos Aires, con distintos y en parte controvertidos intereses en su aprovechamiento, puede ser una de las causas de este atraso en su explotación y desarrollo. Sin embargo, sería lamentable que factores de poder, extraños al auténtico interés nacional y desprovistos de una suficiente fundamentación tecnológica racional, comprometiera el mejor rendimiento de la riqueza potencial de sus aguas.

En este trabajo se presentan las conclusiones de un estudio sobre el clima de la región en las áreas en que se desarrollarán proyectos de riego con el objeto de determinar su aptitud para la producción del suelo. Este análisis ha permitido conocer, tanto sus características actuales como sus factores de génesis y, tentativamente, inferir las modificaciones que el mejoramiento hidrológico producirá en el clima original.

Este conocimiento sirve, por una parte, para fundamentar el establecimiento de la secuencia de las etapas en que se deberán ejecutar las obras de mejoramiento ambiental con el objeto de alcanzar los mayores beneficios en el menor tiempo. Con ello se evitarán los inconvenientes experimentados en otras regiones de riego del país, donde la falta de este conocimiento supeditó su desarrollo a muchos años de experiencias de prueba y error a cargo casi exclusivo del productor. Por otra parte, esta información es indispensable en la planificación definitiva de las áreas de regadío, ya que de ella se puede deducir la aptitud climática de tales áreas para los diferentes cultivos.

Este trabajo se originó como consecuencia de un requerimiento realizado por las autoridades responsables del desarrollo del valle del río Colorado de la provincia de La Pampa ante la Dirección General del INTA, en 1960. El Director General del INTA, Ing^o Agr^o Ubaldo García, transmitió al autor el interés de la investigación y le sugirió para su financiación el uso de los recursos de CAFPTA, por lo que oportunamente se solicitó y obtuvo el Plan N^o 105 de este fondo. No obstante ello, y por los aportes adicionales en personal y materiales de otras instituciones, el trabajo debe ser considerado como el resultado de una colaboración entre la Universidad de Buenos Aires, el INTA y la provincia de La Pampa. El Servicio Meteorológico Nacional colaboró proporcionando información climatológica básica y la cooperación de sus servicios técnicos para el control del instrumental usado.

Resultados parciales de este trabajo fueron anticipados en dos anteriores (Burgos, 1966a y 1969a) y en un informe inédito de circulación restringida (Burgos, 1965).

II.— PLAN DE TRABAJO

El trabajo se proyectó con el objeto de describir las particularidades locales del clima que pueden considerarse como factores de producción y aquéllas, más generales, que como causas genéticas las determinan. Para ello se hizo un análisis de la información climatológica convencional disponible en el ámbito del valle del río Colorado y de sus zonas adyacentes depositada en el Servicio Meteorológico Nacional y se aplicaron algunos criterios de zonificación agroclimática conocidos. Además, como los resultados de este tipo de análisis se consideraron insuficientes para fundamentar decisiones de planificación, con los recursos provistos por el Plan CAFPTA N^o 105, se condujeron observaciones meteorológicas permanentes en distintas áreas de las provincias de Buenos Aires, Río Negro y La Pampa durante el período 1961—1965. Para ello se instalaron 5 estaciones en el bajo valle del Colorado, en las provincias de Buenos Aires y Río Negro, otras 5 estaciones en el valle medio, en las provincias de Río Negro y La Pampa, próximas a Catriel y Colonia 25 de Mayo y 1 en el Bajo de los Baguales, a media distancia de los dos emplazamientos anteriores. La fig. 1 muestra la ubicación esquematizada de las estaciones. Desde 1965 hasta la fecha, las estaciones instaladas en el valle medio siguieron funcionando mediante un convenio establecido entre la provincia de La Pampa y la Universidad de Buenos Aires. Esta red de estaciones transitorias fueron mantenidas e inspeccionadas dos veces por año por personal de la Universidad de Buenos Aires y el INTA y las del valle medio, supervisadas más frecuentemente por personal técnico de la provincia de La Pampa.

Con esta distribución de estaciones se pretendió abarcar las distintas zonas de riego que se han proyectado en el curso de este río, en la parte del cual se puede confiar el afianzamiento de una agricultura de desarrollo.

Los elementos que se estudiaron fueron los necesarios para caracterizar el régimen térmico, incluido el de heladas, y otros de gran importancia como los del régimen hidrológico y del viento. El instrumental usado fue el convencional y controlado en los laboratorios del Servicio Meteorológico Nacional. No obstante el uso de este tipo de instrumentos, por la falta de otros más adecuados para investigaciones microclimatológicas, el análisis de los datos obtenidos ha permitido detectar importantes factores de este tipo que contribuyen a fundamentar las conclusiones del trabajo.

Con el objeto de precisar las características de la serie de observaciones, relativamente corta, que proveyeron las estaciones de la red transitoria instalada, se procesaron series homólogas de estaciones climatológicas básicas de la red nacional. En esta forma, las observaciones de Colonia Alvear (Mendoza), Cipolletti y Viedma (Río Negro) y Bahía Blanca (Buenos Aires), contribuyeron a delimitar los mesoclimas estudiados, en su dimensión horizontal. Sondeos con avión y meteorógrafo, en la zona convectiva de la tropósfera baja (100 a 3.000 m), en La Pampa y Río Negro, aportaron valiosos elementos para interpretar el efecto de la estructura de la masa de aire regional sobre las características halladas en la dimensión horizontal. Con ello se completó, hasta donde los datos obtenidos permitieron, la delimitación tridimensional o espacial de los mesoclimas estudiados.

Se utilizó un método de inferencias analógicas para fundamentar la hipótesis de la modificación de los mesoclimas por las consecuencias del mejoramiento hidrológico, así como para establecer las etapas de desarrollo de dicho mejoramiento y la aptitud final de producción de los mesoclimas descriptos.

III.— ANALISIS DEL CLIMA REGIONAL CON LA INFORMACION Y METODOS CLIMATOLOGICOS CONVENCIONALES

El río Colorado es un accidente geográfico del territorio argentino que se menciona, con frecuencia, como límite natural de importantes hechos climáticos y ecológicos. Por ello el estudio de las condiciones físicas del ambiente de su cuenca, especialmente cuando se realiza para fundamentar obras de su desarrollo económico, requiere precisar sus características para determinar en cuánto participa de los hechos que contribuye a separar.

Se ha dicho que al norte del río Colorado las precipitaciones tienen un régimen preferentemente estival o monzónico, mientras que al sur cambian a otro invernal o mediterráneo (Prohaska, 1952). Otras veces se lo ha indicado como el límite austral de importantes formaciones estratigráficas (Teruggi, 1957) y destacándolo como separación entre biotipos de la flora y fauna patagónicos y pampeanos (Cabrera y Yepes, 1960).

El análisis de la circulación general de la atmósfera en la tropósfera baja (0 a 4.000 m) frente a las características del relevamiento y la distribución de elementos del clima regional como precipitación, temperatura y viento, ofrecen una base útil para explicar las características de este ambiente tan singular.

1. La circulación general de la tropósfera baja en el ambiente del río Colorado

El curso del río Colorado y el espacio de sus márgenes, que puede ser bonificado por el riego de sus aguas, se encuentra justamente en la base del límite que separa los dos grandes sistemas de circulación atmosférica que determinan los climas del territorio continental argentino. No obstante que aun falta el estudio experimental detallado que integre la circulación de la tropósfera sobre el país, las cartas básicas estacionales de presión de Mintz y Dean (1952) y las de circulación y actividad frontal de Xromov (1948), integradas para ilustrar dos trabajos anteriores (Burgos; 1967; e inédito a) pueden ser aun hoy una aproximación aceptable para explicar el proceso meteorológico que se observa en superficie en la región estudiada, fig. 2 y 3.

En el mes de julio, la gran faja de bajas presiones antárticas alcanza con su flanco norte latitudes tanto o más bajas que los 40° lat. S. Sobre el Pacífico confluye el aire frío y saturado del oeste que se desplaza por la vaguada antártica, con el más cálido y húmedo del oeste y noroeste del flanco sur del anticiclón del Pacífico. Las condiciones frontogénicas que este contacto origina conforma en toda su extensión, sobre este océano, el frente polar del hemisferio Sur. De este modo, durante el invierno, y con mayor intensidad en el mes de julio, la costa de América del Sur, entre los 35 y 50° de lat. S, recibe el más potente flujo de masas de aire polar marítimo del año, impulsadas hacia el este por el sistema.

Las considerables precipitaciones invernales que ocurren sobre la costa chilena y la región cordillerana argentina, muestran en su génesis la actividad de la porción más oriental del frente polar sobre el Pacífico y la elevación que experimentan esas masas de aire por la orografía. Sobre el continente, la continuidad del frente polar se interrumpe porque el flujo del aire del anticiclón del Pacífico sur se ve impedido por la barrera de los Andes al norte de los 40° de lat. S; sin embargo, la penetración de aire polar es aun importante y con una componente desde el SW entra profundamente en el continente hacia el NE. Las altas presiones que durante esta estación se forman en el centro del país contribuyen, por una parte, a reforzar aquella circulación en la porción oriental del país, mientras por el oeste y desde el norte aportan aire subsidente más cálido y seco que puede producir fenómenos frontogénicos. (Fig. 2).

Durante el verano y más típicamente, en el mes de enero, el tipo de circulación que afecta esta región varía notablemente debido al desplazamiento estacional que sufren los sistemas de presión en el hemisferio Sur, como consecuencia del movimiento aparente del sol hacia el trópico de Capricornio. En esta estación, la vaguada subpolar y, consecuentemente, el frente polar se desplazan hacia el Antártico hasta latitudes superiores a los 60° S y en el continente, las latitudes entre los 40 y 45° que limitan la zona del ámbito de los ríos Colorado y Negro, reciben un flujo de aire del oeste que al subsidir por el flanco sur del anticiclón del Pacífico no pueden generar procesos frontogénicos. Este es el período de la sequía estival en el

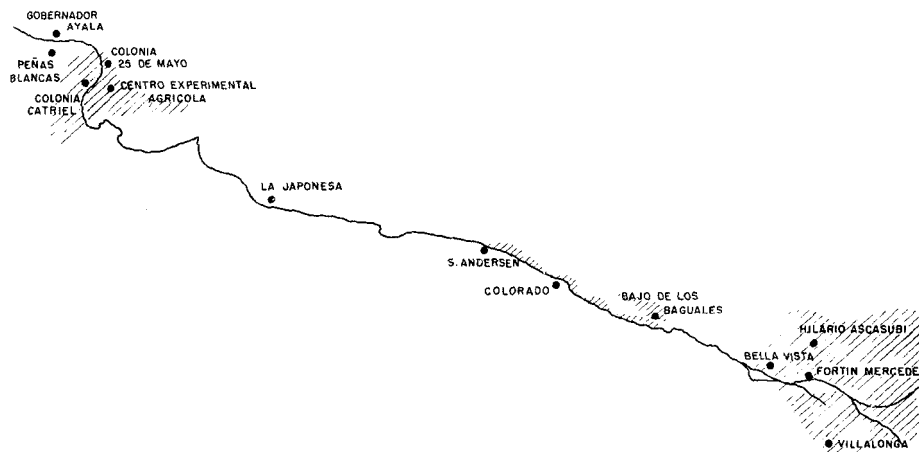


Fig. 1: Ubicación de las estaciones transitorias en el valle del río Colorado y áreas de riego proyectadas.

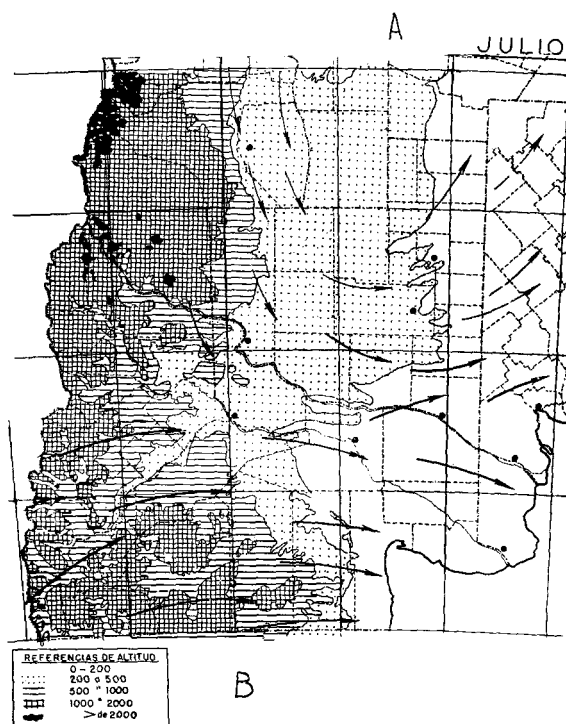


Fig. 2: Circulación regional sobre el río Colorado en el mes de Julio.

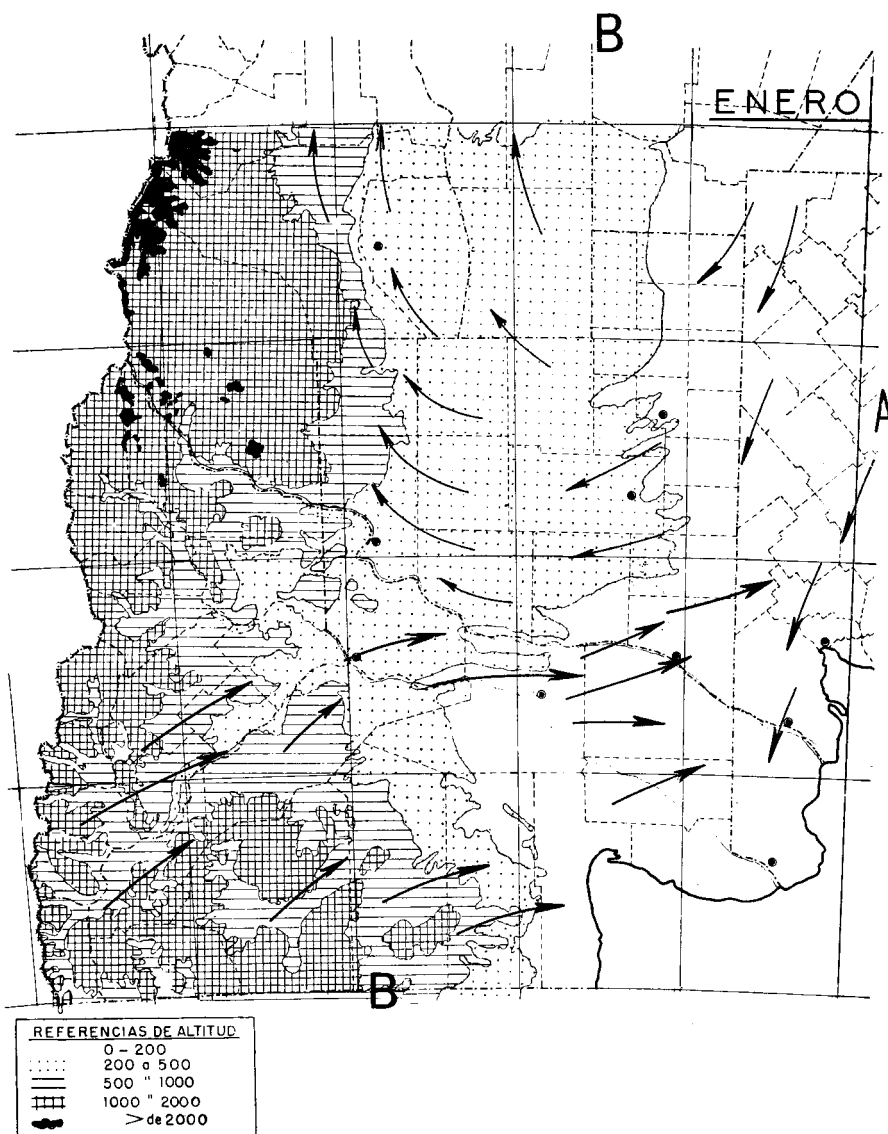


Fig. 3: Circulación regional sobre el río Colorado en el mes de Enero.

que las precipitaciones son escasas y su génesis solamente orográfica. Al norte de los 40° de latitud, la actividad del anticiclón del Atlántico sur y de la baja presión térmica continental determinan la entrada de aire marítimo atlántico que se desplaza del este hacia el oeste y por este rumbo hacia el norte, sin llegar a constituir fuente apreciable de precipitaciones en el espacio del curso del río Colorado. (Fig. 3)

2. El relieve terrestre en relación con el clima de los distintos ambientes del río Colorado

Los grandes accidentes del relieve terrestre se manifiestan como factores de gran importancia en los mesoclimas que forman sobre el río Colorado. Así, al considerar algunos aspectos geomorfológicos de la cordillera de los Andes, en la zona de estudio, se destaca el efecto lógico que tienen sobre la circulación de la tropósfera baja, descrita en el párrafo anterior. Las alturas superiores a 3.000 m y 4.000 m, están distribuidas en cordones longitudinales de dirección N—S al norte de los 40° de latitud que oponen una virtual muralla a la entrada del flujo del Pacífico; en cambio, favorecen la circulación de los sistemas de alta y baja presión continental, formados al este de los Andes, en invierno y verano respectivamente. Al sur de esa latitud, las menores alturas de alrededor de 2.000 m forman cordones transversales que dejan entre sí pasos o valles con menos de 1.000 m de altura que permiten la entrada del flujo del oeste que se desplaza hacia el E y NE.

Las extendidas terrazas o mesetas patagónicas, que desde la cordillera en el oeste se escalonan en alturas descendentes hacia el Atlántico, contribuyen a determinar el régimen térmico regional por los efectos combinados de altitud local y de descenso catabático de las masas de aire que pasan sobre ellas. La disminución rápida de las precipitaciones hacia el E es también, en buena parte, una causa de este último efecto y por lo tanto del relieve.

La gran llanura pampásica que se extiende por todo el norte de la región estudiada, favorece la formación de típicas masas de aire continental en la tropósfera baja, en invierno y verano, que circulan libremente y alcanzan en su límite sur el dominio del medio y parte del alto valle del río Colorado. En esta forma trasladan a la región sus típicas características de temperatura y humedad.

3. Las características físicas de la superficie, como factor de mesoclima en el valle del río Colorado

Los suelos de la región de influencia del río Colorado poseen características que los asemejan bastante en cuanto a su comportamiento como factor mesoclimático. Así, aunque se distribuyen en muy diversos tipos edafológicos, abundan los litosoles rocosos en la cordillera donde nacen los afluentes que originan el Colorado, hasta los gravosos y arenosos de formación glacial y eólica de su alto y medio valle, y los arcillosos en su bajo y medio valle. Es decir que su conjunto forma un grupo de suelos de

alta composición mineral en cuya génesis, el carácter semiárido y árido del clima impidió una diferenciación zonal de sus perfiles por iluviación y la generación y dinámica de coloides de origen orgánico.

La naturaleza física de estos materiales, la forma de sus elementos con contornos de fractura lisa, y su agregación, formando estratos de gran porosidad, en la que regularmente está ausente el agua, determina una capa superficial de intercambio con la atmósfera de muy poca capacidad calórica por su baja conductibilidad, densidad aparente y calor específico volumétrico.

La vegetación natural, compuesta por arbustos y hierbas que cubren aproximadamente sólo el 30 o 40 o/o de la superficie del suelo, de muy lento crecimiento vegetativo y tejidos pobres en agua y colores claros, favorece la reflexión de la energía de onda corta y no pueden modificar la escasa capacidad calórica de la superficie.

Este factor mesoclimático influirá así sobre el régimen térmico de la capa de aire adyacente al suelo, y determinará pronunciados extremos de temperatura en sus oscilaciones periódicas.

4. Proximidad al mar en el río Colorado

La importancia de este factor debe considerarse en relación con la circulación general de la tropósfera baja descrita en III, 1. Así, mientras el alto y medio valle del río Colorado están sometidos a la influencia de masas de aire continentales, formadas más al norte de la región, o a masas de aire marítimo del Pacífico, muy transformadas por la acción orográfica y el continente, el bajo valle aparece más alejado de la influencia de las masas de aire continental y, en cambio, sujeto al extremo del recorrido continental de las masas de aire del Pacífico, por el oeste y del Atlántico por el norte.

De este modo, la influencia de la proximidad al mar sobre el bajo valle del río Colorado, puede manifestarse sólo en la subcapa más baja de la tropósfera (0—2.000 m) o capa convectiva, como consecuencia del contraste del balance de calor entre el mar y el continente, o por estados atípicos del campo bórico y del tiempo. En ella la circulación regional que determina el gradiente normal de presión, puede a veces ser modificada en limitada extensión por la convección térmica que origina aquella diferencia y más profundamente por la distribución atípica del campo bórico mencionado. Estos procesos significan una transferencia de calor y humedad entre el continente y el mar que se manifiesta en los valores de temperatura y humedad del aire sobre la superficie continental.

5. Otros factores del mesoclima

Otros factores del clima que, en algunos casos, pueden ser importantes también en la formación de mesoclimas, como la latitud, corrientes marinas, masas de agua, etc., tienen para el caso de la región de influencia del río Colorado, poca o ninguna relevancia. El río Colorado, en su desplazamiento de W a E, recorre una angosta y uniforme zona latitudinal y

su masa líquida no llega a formar grandes cuerpos de agua que puedan significar contrastes en el balance de energía con sus comarcas costeras y configurar así, un significativo factor del mesoclima.

6. Elementos climatológicos convencionales que determinan los mesoclimas agrícolas del valle del río Colorado

Las características de los elementos climatológicos convencionales, en toda la región en que se desarrolla el río Colorado, puede ayudar a formular una primera aproximación sobre cuales pueden ser sus ambientes mesoclimáticos agrícolas y para demostrar los efectos de los distintos factores mesoclimáticos descritos anteriormente. Los elementos más adecuados para este fin son: la precipitación, los elementos del balance de agua, el viento en superficie y el régimen térmico.

a) Precipitación

El mapa de la fig. 4 muestra, en una forma general, la distribución de la precipitación anual en la región estudiada. Se observa así su considerable magnitud en el oeste que, en rápida disminución hacia el este, alcanza sus valores mínimos sobre la costa atlántica.

La mayor penetrabilidad de la cordillera, por sus valles transversales de menor altura al sur de los 40° de lat. S, que coincide con el extremo norte de llegada y retorno del frente polar del Pacífico Sur, determina los mayores volúmenes de precipitación y la más extensa penetración de la zona lluviosa que experimenta el continente en esas latitudes. La razón genética de estas precipitaciones es, por una parte, orográfica por la elevación que experimenta la masa de aire que atraviesa el continente y por otra, por los fenómenos de convergencia que se originan en el frente polar en los meses invernales.

En la misma ilustración se observa, a partir de un eje virtual de NW a SE, entre San Rafael y Maquinchao, un aumento gradual, aunque menos pronunciado, de las precipitaciones hacia el norte y el este que responden al sistema de circulación generado por el anticiclón del Atlántico sur y la baja térmica estival sobre el continente. Por el este predominan las precipitaciones frontales que genera la actividad del frente subtropical sobre esa parte del continente, y por el oeste, los menores volúmenes corresponden a precipitaciones convectivas que se producen en el seno de masas de aire relativamente pobres en vapor de agua, pero muy inestables por el calentamiento de la extensa superficie árida que las sustenta.

En la fig. 5 se puede apreciar el régimen de la precipitación en la región estudiada que tiende a confirmar la hipótesis en que se basan los hechos descritos anteriormente. Los histogramas representan la distribución normal de la precipitación en localidades elegidas y en ellos se observan los valores absolutos mensuales de precipitación, corregidos a meses de igual duración (30 días) sobrepuestos a los valores relativos en o/oo con respecto a la precipitación anual, según la técnica descrita por Conrad y Pollak, (1950). En esta forma, se destaca la distribución, en el

curso del año, de los valores reales sin la interferencia de la desigual duración de los meses, por una parte, y por la otra, es posible apreciar la distribución de la precipitación en valores relativos equivalentes para todas las estaciones y por lo tanto, independientes de sus magnitudes absolutas.

Se observa así que en la parte norte de la región las lluvias ocurren preferentemente en los meses cálidos, en contraste con los meses fríos del año, marcadamente secos. Este comportamiento, más típico en Santa Rosa, General Acha y Colonia Alvear, no manifiesta tanto contraste en las estaciones ubicadas más al sur y hacia el E como Bahía Blanca, Pedro Luro y Río Colorado. En esta distribución puede verse el efecto de la actividad del frente subtropical por el este del país y la inestabilidad convectiva por el oeste, frecuentes en los meses cálidos del año que en el invierno contrasta con las situaciones derivadas de los gradientes más estables en las masas de aire continentales anticiclónicas. Estas masas de aire, sometidas a un proceso general de subsidencia, tornan difícil las precipitaciones durante los meses más fríos del año.

En cambio, en la parte sur y desde el oeste del territorio (Cipolletti, Choele Choel y Patagones), los valores relativos de las precipitaciones aumentan considerablemente durante los meses más fríos del año hasta sobrepasar o igualar los del verano. Esta característica es una consecuencia del carácter convergente de las masas de aire que provienen del oeste en la estación fría, en contraste con el flujo divergente y subsidente de los meses cálidos. Es probable que estos últimos procesos lleguen a compensar los que se podrían generar por la inestabilidad convectiva de superficies áridas recalentadas durante el verano.

Los valores de precipitación de Colonia 25 de Mayo resultan insuficientes (8 años con interrupciones) para que su distribución permita derivar de ellos un juicio útil para esta descripción, como el que ofrecen las restantes estaciones de la región.

b) Elementos estimados del balance de agua

La evapotranspiración potencial, importante elemento del balance de agua, fue estimado por el método de Thornthwaite y Mather, (1955), y pretende significar la magnitud total anual de la transpiración de las plantas y evaporación del suelo si este permaneciera en condiciones de capacidad de campo o sea con una disponibilidad de agua sin ninguna restricción. No obstante lo teórico de este concepto, su magnitud tiende a ser equivalente a la necesidad de agua para mantener una vegetación en continuo crecimiento.

El mapa de la fig. 6, muestra la distribución de este elemento en el ámbito del río Colorado. Se observa así que mientras el valle medio registra valores entre 800 y 850 mm anuales, en el bajo y alto valle, por sus temperaturas estivales más frescas, los valores oscilan entre 800 y 750 mm.

La evapotranspiración real, representada en la fig. 7, es la cantidad de agua que efectivamente se evapora desde el suelo o transpiran las plantas y, en cierto modo, está en relación con la cantidad de materia seca que producen las mismas. Los valores indican una escasa cantidad de agua anual

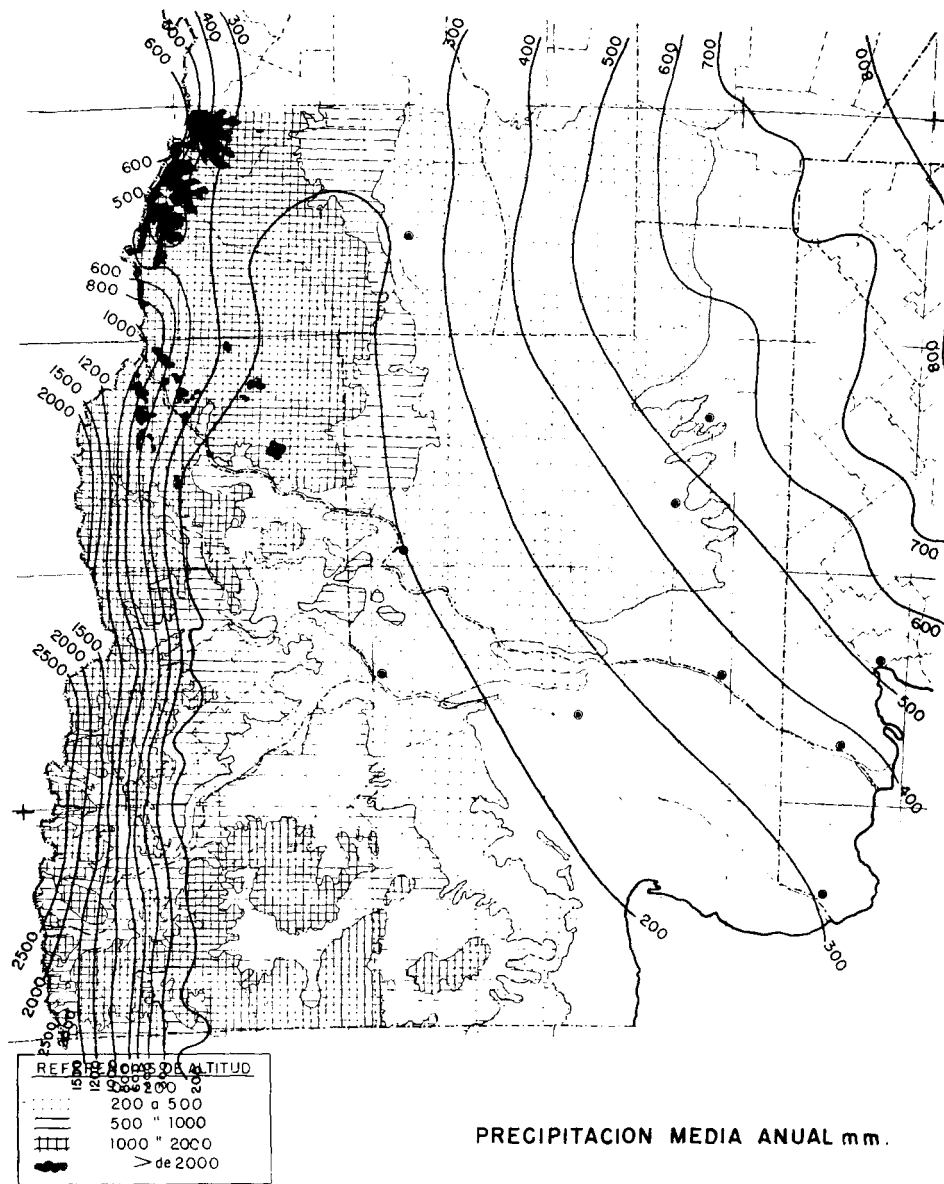


Fig. 4: Precipitación media anual de la región.

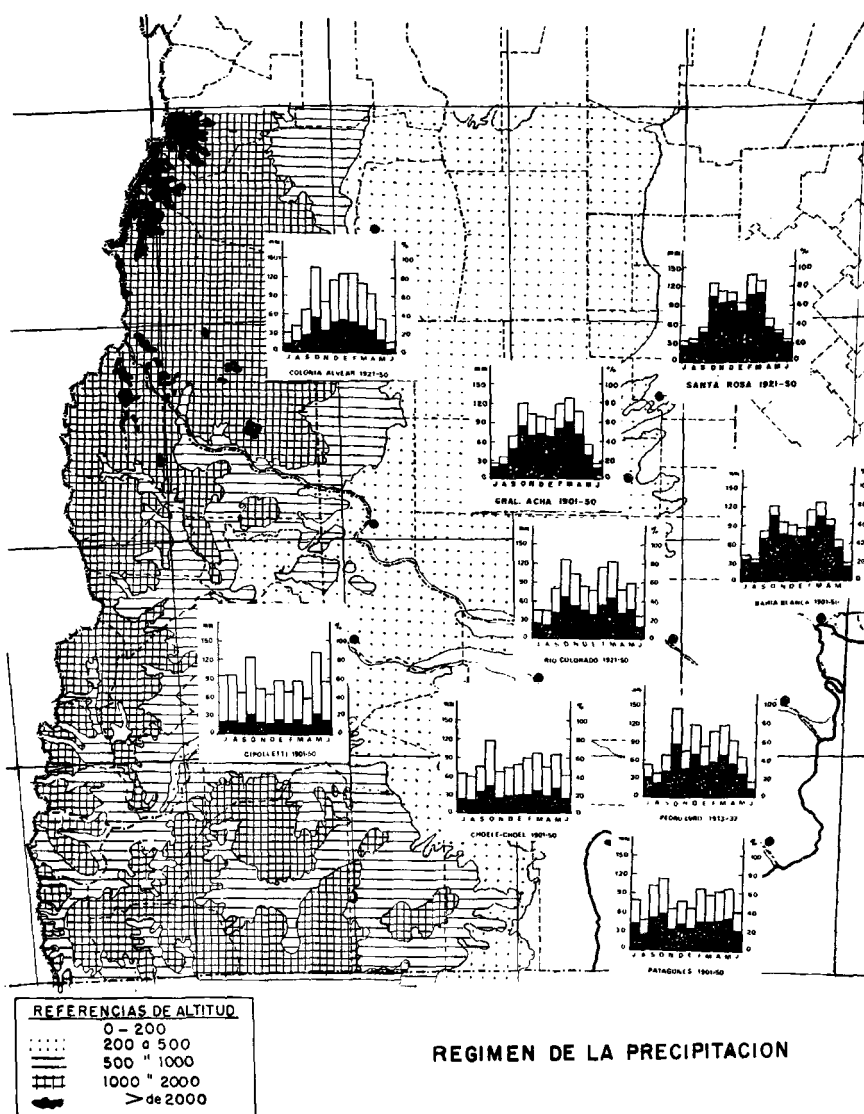


Fig. 5: Régimen de la precipitación en estaciones de la región estudiada. Barras blancas: precipitación real; barras negras: precipitación relativa.

que desde el suelo se transfiere a la atmósfera en el ámbito del río Colorado. Sin embargo, se puede distinguir como porción más húmeda el bajo valle del río Colorado con valores que van desde 350 a 400 mm anuales, el valle medio con valores desde 200 a 350 mm y el alto valle con valores inferiores a 200 mm.

En el mapa de la fig. 7 se ha representado la distribución de los valores de la deficiencia de agua anual en la región estudiada. Este valor, que significa la cantidad de agua que debería agregarse a la precipitación para mantener en forma permanente las condiciones de evapotranspiración potencial, tiene una relación con el agua de riego necesaria para mantener a toda la extensa región en tan particulares condiciones. Se observa en el bajo valle del río Colorado la menor deficiencia de la región, por las temperaturas relativamente bajas y la mayor precipitación, y que ésta oscila entre 400 y 500 mm. El medio y alto valle tienen valores muy uniformes de deficiencia anual que no alcanzan los 600 mm.

No existen excesos de agua anual en toda la extensión del área estudiada. Tanto para éste como para los demás elementos del balance de agua, no se han considerado las regiones elevadas por encima de los 1.000 m sobre el nivel del mar que, como se verá más adelante, no tienen aptitud para programar agricultura de desarrollo.

c) Viento en superficie

Las observaciones del viento a 10 m de altura, que es la disponible de las estaciones climatológicas convencionales, no obstante la gran influencia local que pueden manifestar, constituyen un valioso elemento que puede utilizarse para interpretar la formación de los mesoclimas de la región. Una síntesis gráfica de ellas en valores medios de frecuencia de observaciones por dirección de enero y julio, se presenta en las fig. 9 y 10.

Se nota en enero, en la parte oriental de la región estudiada, la gran influencia de la circulación N—NE y S—SW que corresponde a la actividad del anticiclón del Atlántico sur, complementada por la baja presión térmica continental y por la desviación hacia el NE que sufre el flujo del oeste que entra al continente por el Pacífico. Este hecho se manifiesta especialmente en estaciones al norte de los ríos Colorado y Negro como Santa Rosa y General Acha, y es menos notable en estaciones que tienen una gran influencia de la brisa de mar y tierra próximas al océano Atlántico como Bahía Blanca. Las estaciones que se encuentran más al sur como Cipolletti y Choele Choel, muestran en este mes la nítida influencia de los vientos del oeste, pero las que están próximas al Atlántico (Fortín Mercedes, Patagones y Río Colorado), aumentan las frecuencias del N y E por la interferencia del flujo del NE y de la brisa de mar, típica de esta estación. Las estaciones que se encuentran al noroeste de la región estudiada como Colonia Alvear, muestran una disminución relativa de los vientos de los sectores norte y oeste, estos últimos tan manifiestos más al sur, y un considerable aumento de los vientos del SE y E. Este comportamiento concuerda con la actividad del flanco sur de la baja presión térmica continental que durante la estación estival domina el centro del país. Sin embargo, en ello no debería desdeñarse la relativa importancia que podrían tener, en esas direcciones,

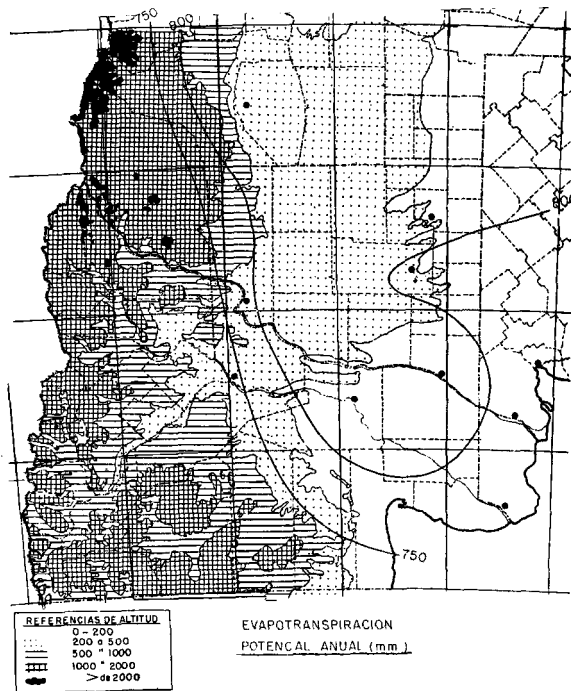


Fig. 6: Evapotranspiración potencial anual en mm.

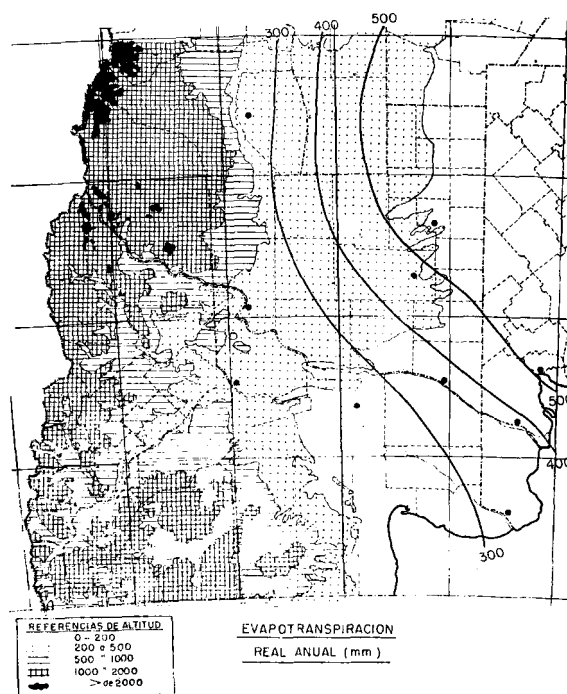
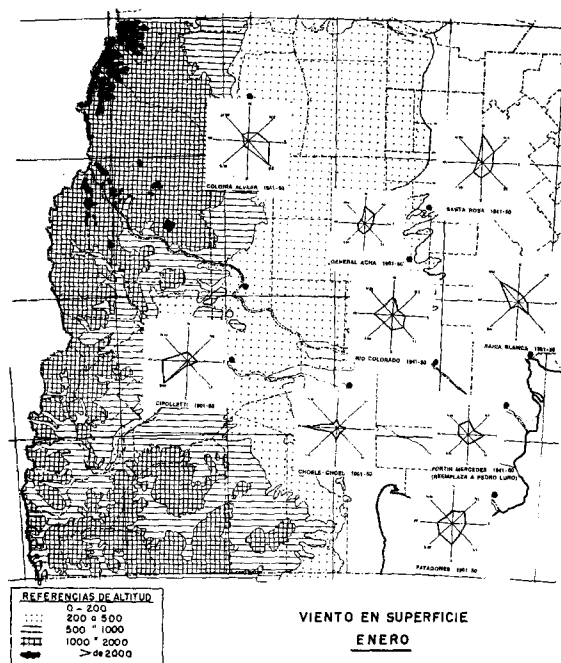
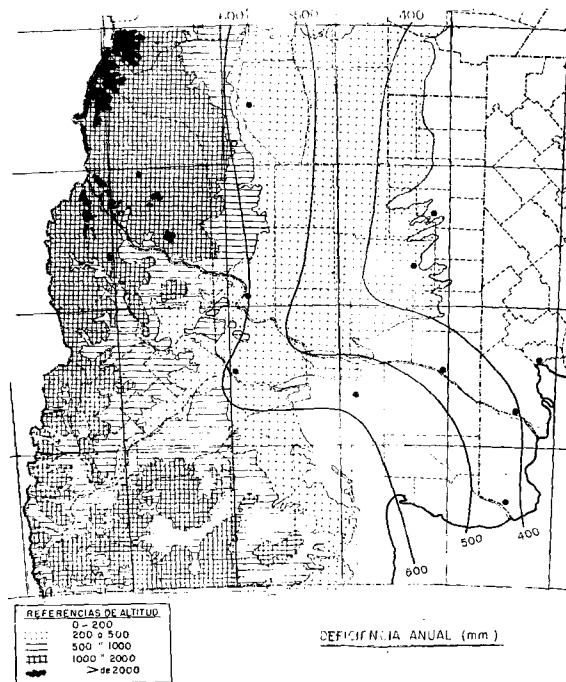


Fig. 7: Evapotranspiración real anual en mm



los vientos diurnos de montaña.

Resulta también concordante con la hipótesis de circulación asumida para la baja tropósfera, la observación de los diagramas de frecuencia de vientos del mes de julio, especialmente si se consideran las diferencias que en una misma estación experimenta cada rumbo, con el del mes de enero descrito en el párrafo anterior. Efectivamente, si se considera las estaciones en la parte más oriental de la región, se puede ver que la frecuencia del viento del norte y noroeste, o sea desde el continente al mar, aumenta en Bahía Blanca, Fortín Mercedes y Patagones y que al mismo tiempo ocurre una considerable disminución de los vientos desde el mar (sur y este, en Patagones; este en Fortín Mercedes y sudeste y este en Bahía Blanca). Este efecto estacional de mar y tierra afecta la parte más baja de la capa terrestre de la tropósfera (0 a 2.000 m) y desfigura la circulación general que corresponde al campo bórico. Esta circulación, que debe ser más típica a mayores alturas, de no tener el efecto mencionado debería experimentar un aumento en los sectores W y SW. En las estaciones ubicadas más al sur y oeste como Cipolletti y Choele Choel, donde tal efecto cesa, es en cambio notable la predominancia de los vientos sobre las restantes direcciones, pero las perturbaciones propias del flujo convergente invernal determinan una disminución relativa de los vientos del W con respecto a lo que se observó en el mes de enero. La estación de Colonia Alvear, ubicada al noroeste de la región, muestra un incremento de los vientos del NW y N y una disminución de los del SE y E, como corresponde al flujo de la masa de aire anticiclónica continental, típica del invierno, complementada por el efecto del viento de montaña.

d) Régimen térmico

Los elementos del régimen térmico que se han utilizado para caracterizar los mesoclimas agrícolas del río Colorado, han sido la temperatura del mes más cálido, la del mes más frío, la amplitud de variación anual y el período libre de heladas.

La fig. 11 muestra la distribución de la temperatura media del mes de enero. Se ve en ella que el área de gran calentamiento estival en el centro del país, que contribuye a la formación de las masas de aire continental ciclónico en esta estación, se extiende hacia el área estudiada y que la isoterma mensual de 24°C cruza el río Colorado en su valle medio. Por el oeste, el efecto de la altitud determina isotermas paralelas de dirección N—S que disminuyen su valor con la altura y que en el extremo sur sufren una desviación hacia el este, como consecuencia de la entrada del flujo más frío del Pacífico de dirección W—SW. Por el este, la frecuencia del aire del mar del E—SE, propia de la estación, determina una pronunciada disminución de la temperatura en el bajo valle del río Colorado que de 24°C llega a 20°C sobre la costa.

Un cuadro algo distinto muestra la fig. 12 con la distribución de la temperatura media del mes más frío, julio. Por el oeste se manifiesta también el efecto de la altitud y del flujo de aire del W—SW en su porción sur, por el este, el efecto de la proximidad del mar. Pero el contraste en

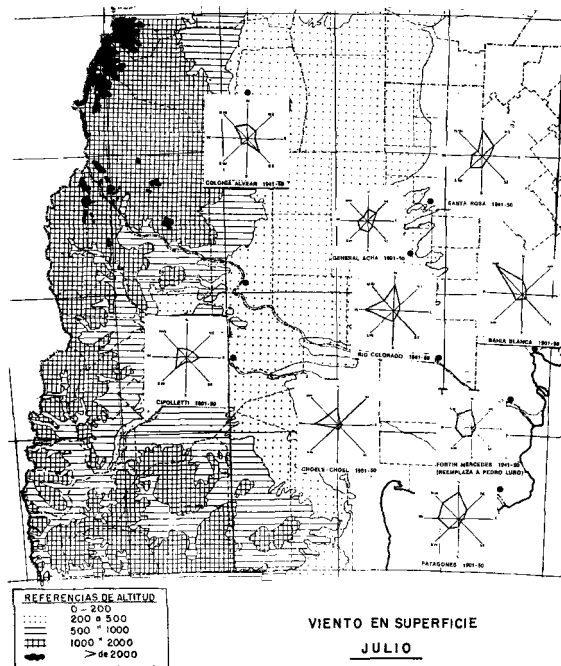


Fig. 10: Frecuencia de viento por dirección a 10 m de altura, en el mes de Julio. Valores representados en o/oo.

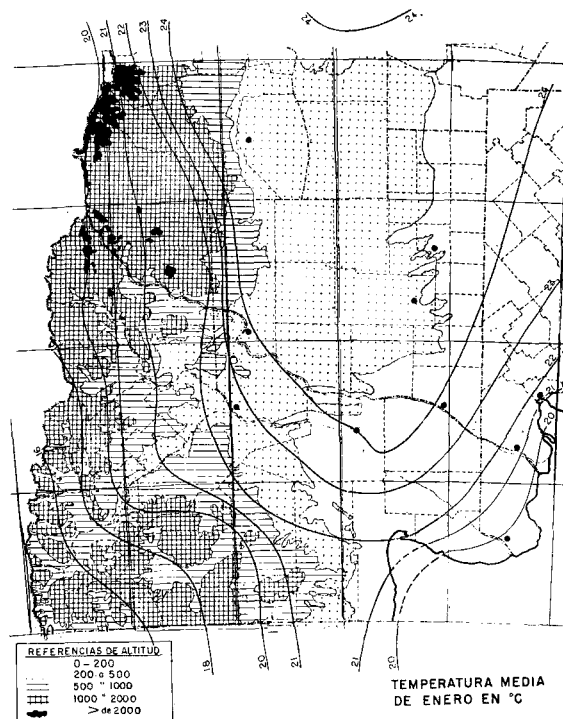


Fig. 11: Isotermas del mes de Enero, en °C.

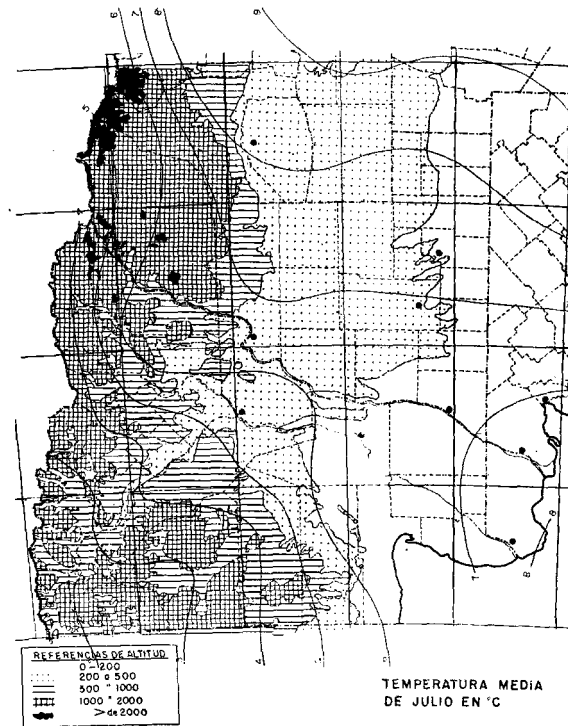


Fig. 12: Isotermas del mes de Julio, en °C

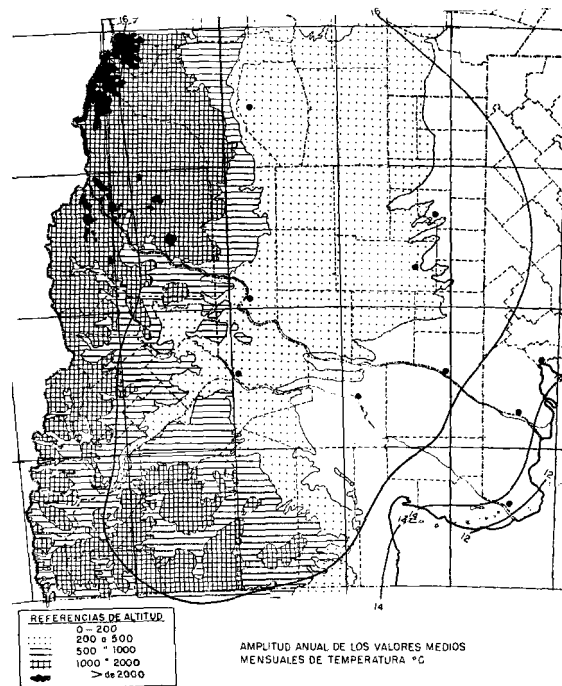


Fig. 13: Amplitud térmica anual, en °C.

toda la región es, sin embargo, mucho menor en julio que en enero, ello se debe a que el enfriamiento continental actúa en el mismo sentido que la altitud y a que a la influencia del mar se le opone el flujo estacional del aire. La consecuencia de estas condiciones es que el alto y medio valle del río Colorado tienen una temperatura media bastante uniforme, 6,5°C y sólo en el bajo valle se registran temperaturas algo superiores (7,5°C).

La fig. 13 muestra la distribución de la amplitud de variación anual de la temperatura. Se puede observar en ella que casi toda la extensión de los valles de los ríos Colorado y Negro se encuentran dentro de una extensa zona con amplitud anual superior a los 16°C que es la mayor amplitud anual que se registra en el continente sudamericano y aun en los demás países del hemisferio sur. En cambio, la parte del bajo valle tiene amplitudes anuales menores (13–14°C), por el efecto de proximidad del mar, mencionado en los párrafos anteriores y en III, 4.

El período libre de heladas es, sin duda, un indicador de la aptitud agroclimática de la mayor importancia que, por su conocimiento suficientemente generalizado y disponible, puede incluirse en una descripción convencional como la presente para definir mesoclimas agrícolas. El mapa de la fig. 14 reproduce la región estudiada del período libre de heladas construido para todo el país y publicado en un trabajo anterior (Burgos, 1963). No obstante el pronunciado carácter local y microclimático que tiene el fenómeno de helada y, en consecuencia, el de los índices que sirven para establecer su régimen, que tornan difícil la interpretación sobre grandes áreas geográficas, permiten sacar interesantes conclusiones en este estudio.

La norma general propuesta y aceptada por eminentes agroclimatólogos (Haude y Moesse, 1937; Paterson, 1956; Selianinov, 1957; etc.), según la cual no es posible implantar una agricultura de desarrollo en lugares con menos de 150–160 días libres de heladas, en la Argentina por la gran variabilidad que tienen las primeras y últimas heladas debería extender su amplitud en unos 10 días más por lo menos, es decir a un período de 160–170 días.

Según esta hipótesis, el régimen de heladas por sí solo limitaría el desarrollo agrícola en buena parte del sur de Mendoza, el sudoeste de La Pampa, Neuquén y en la mitad oeste de Río Negro. Estas condiciones son las dominantes en algo más de la mitad oeste del Río Colorado y las que dominaron seguramente en más de la mitad oeste del curso del río Negro. Sin embargo, observando el mapa de la fig. 12, se puede notar la formación de dos islas importantes en extensión, donde el régimen de heladas ha sido mejorado por el hombre. Una es la que, en el nivel entre 200 y 500 m. de altura, se ha formado en el alto valle del río Negro, entre Fuerte General Roca y Neuquén y en la cual el mejoramiento hidrológico de Río Negro (más de 70.000 hás bajo riego), ha significado un aumento de la extensión del período sin heladas de hasta 40 días sobre el que es común en áreas no mejoradas de la misma altitud. La otra isla es la que, en el SE de la provincia de Mendoza, se extiende sobre los pisos de altitud de 200–500 m y 500–1.000 m y en la cual el complejo de riego de 120.000 ha de San

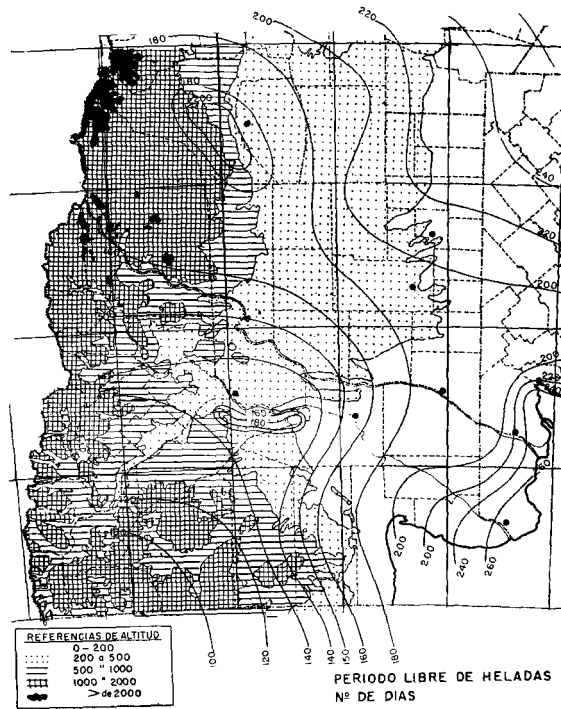


Fig. 14: Período libre de heladas, en días.

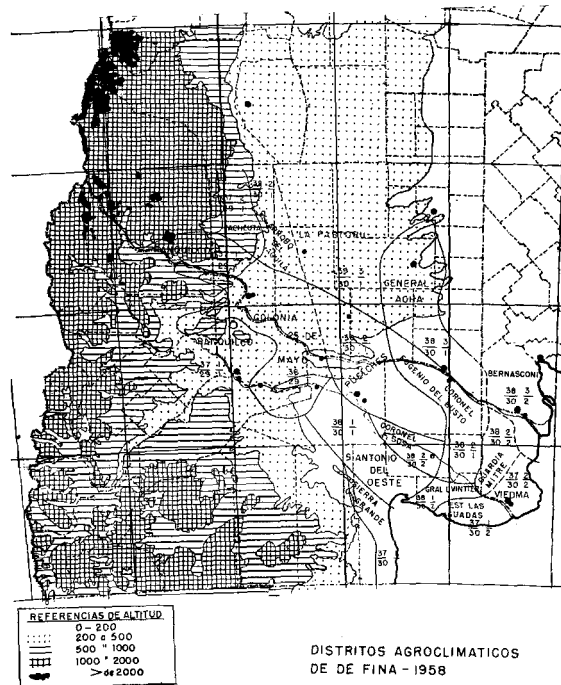


Fig. 15: Distritos agroclimáticos de De Fina (1950).

Rafael y Colonia Alvear, ha ampliado el período sin heladas en casi 30 días.

Si se considera el curso del río Colorado y de los afluentes que lo forman se comprueba que la mitad oeste, donde el régimen de heladas actual es muy riguroso para implantar una agricultura de desarrollo, puede subdividirse en dos importantes áreas: la que se encuentra por encima y la que está por debajo de los 500 m de altura. En la primera, donde las isolíneas no son representativas por lo accidentado del relieve, cualquier mejoramiento hidrológico no alcanzaría a superar el nivel crítico referido de 160—170 días sin heladas y las superficies utilizables son reducidas. En la segunda, que se extiende en el piso de altura entre los 200 y 500 m, el clima actual puede ser notablemente mejorado en unos 30—40 días libres de helada si la extensión bonificada con el riego fuera suficientemente amplia.

La mitad oriental del río Colorado, que se extiende en el piso de altura inferior a los 200 m, tiene un período libre de heladas creciente hacia el este, porque recibe la profunda influencia de la proximidad al mar que también se observó en otros elementos ya comentados (III, 4; III, 6, c y III, 6, d).

7.— Regionalización climática y agroclimática

La aplicación de los sistemas conocidos de regionalización climática que se pueden construir con los valores climatológicos convencionales, permite establecer en qué medida estos sistemas pueden servir para definir regiones mesoclimáticas con aptitud agrícola.

Las clasificaciones climatológicas racionales más conocidas como las de Köppen (1931), Thornthwaite (1931 y 1948) y De Martonne (1926), fueron aplicadas al ámbito del país y analizadas en su ajuste en un trabajo anterior (Burgos, 1951). El sistema de Köppen incluye, prácticamente, todo el ámbito del río Colorado uniformemente en el tipo BS o clima de estepa. El sistema de Thornthwaite 1931, divide el ámbito del río Colorado en dos tipos, según el grado de humedad. Se distingue un tipo D semiárido al este de Colonia 25 de Mayo y otro E árido al oeste de esa localidad. El sistema de De Martonne, en forma muy similar al de Köppen, como son similares sus fundamentos, incluye todo el espacio del río Colorado por debajo del índice hídrico 15 que corresponde a climas áridos con matorrales xerófitos espaciados.

Thornthwaite (1948) distingue como clima semiárido D, ambas márgenes del bajo valle medio del Colorado, así como todo su alto valle. La región al sur del valle medio de este río y del río Negro resultan climas áridos E. En este mismo sistema, no obstante que casi todo el curso del río pertenece al tipo de clima térmico Mesotermal B'2, distingue el espacio del alto y medio valle, como con mayor concentración estival de la eficiencia térmica que en casi todo el resto del país. Esta característica equivale, en cierto modo, a la mayor continentalidad o variación anual de la temperatura.

Los resultados señalados indican que las clasificaciones racionales no pueden usarse para el propósito que tiene este trabajo.

En las fig. 15 y 16, se muestra la distribución de las unidades agroecológicas o agroclimáticas, según la nomenclatura respectiva de sus

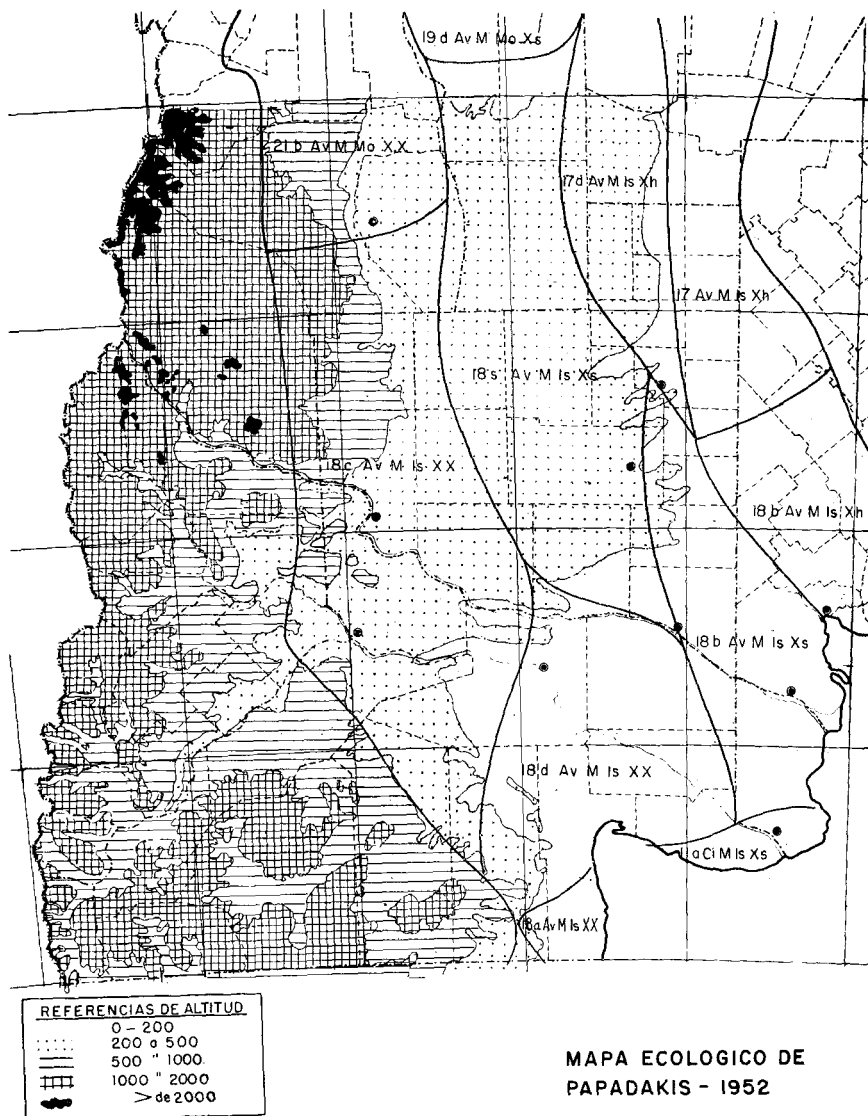


Fig. 16: Mapa ecológico de Papadakis (1951).

propios autores, De Fina (1950) y Papadakis (1951). en el espacio geográfico que aquí se estudia. Si se tiene en cuenta las unidades agroecológicas de Papadakis, puede comprobarse que todo el ámbito del río Colorado corresponde a la jerarquía térmica Av. (avena de invierno) para el invierno, y la de M (maíz), para el verano, es decir que el régimen térmico aparece uniforme, mientras que el carácter hidrológico merece el distinguo de Xs xerofítico seco en el extremo bonaerense del valle y Xx, polixerofítico hacia el oeste. Este resultado confirma la opinión expresada anteriormente (Burgos, 1966 b y 1969 b) de que este método debe ser considerado como una clasificación climática racional.

El método de De Fina (1950), en cambio, distingue de oeste a este los distritos agroclimáticos de Ranquilco y Colonia 25 de Mayo, como los más secos y más fríos de la región, aunque de éstos Ranquilco, en el que entran Neuquén y Cipolletti, es ligeramente más fresco en verano que Colonia 25 de Mayo. El distrito de Puelches es el más cálido en verano y ocupa el valle medio. Hacia el este, los distritos de Coronel Eugenio del Busto, General Acha y Bernasconi, son de verano algo más fresco que Puelches y en general más húmedos como corresponde a su mayor proximidad al mar. Este sistema, si bien parte de una división arbitraria, aunque uniforme, de jerarquías hídricas con límites aun más convencionales, indica mejor que todos los sistemas comentados, la variedad de ambientes que se forman en la región. La lista de cultivos posibles en los distritos resultantes puede ser usada como una primera aproximación analógica para determinar la aptitud agrícola general de los mismos. En casos específicos, las jerarquías térmicas e hídricas pueden resultar demasiado amplias o insuficientes y la información sobre los cultivos posibles en estos casos, aleatoria.

8. Mesoclimas agrícolas del río Colorado, según la información climatológica convencional

La información climatológica convencional resulta insuficiente para definir, en forma concreta, las unidades mesoclimáticas que determinen su aptitud de producción, según se ha visto en los párrafos anteriores. Sin embargo, constituye un valioso elemento para permitir una primera aproximación a la solución de este problema mediante la formulación de hipótesis racionales que, por aproximaciones sucesivas, conduzcan a la solución concreta.

Del análisis que antecede se puede formular como hipótesis de primera aproximación que el ambiente del río Colorado, como resultado de la circulación general de la tropósfera baja y del relieve puede dividirse en tres grupos fundamentales de mesoclimas que deberán ser estudiados con una metodología no convencional, adecuada para determinar su génesis, su posible modificación y su aptitud agropecuaria. El primer grupo estaría formado por los mesoclimas que se desarrollan sobre los pisos de altura entre 500 y 2.000 m, es decir una variación de relieve de más de 1.500 m sobre una distancia de 340 km, aproximadamente, ($>4,5$ m/km). En ellos la altitud y la forma de la cordillera, constituyen los factores fundamentales del mesoclima que predominan sobre los demás. La temperatura del aire en

la altura, la gran variación del relieve que imprime una constante y complicada circulación local del aire y la ubicación en la sombra dinámica de la circulación del Pacífico, a la vez que una mayor participación en los procesos de las masas de aire continental, son características que deben estudiarse localmente y que dan poca consistencia a cualquier generalización realizada con métodos climatológicos convencionales.

El período libre de heladas, insuficiente para una agricultura de desarrollo; valles aprovechables de escasa extensión, que imposibilitan una modificación del ambiente por el mejoramiento hidrológico; suelos mineralizados sin estructura, con escasa capacidad calórica e hídrica y con aptitud para una agricultura, forestación y ganadería muy limitadas y difícil de modificar, son características que restan interés actual para ulteriores estudios mesoclimáticos de aplicación a la producción del suelo. A este grupo pertenecen los ambientes que ofrecen las provincias de Mendoza y Neuquén en los cursos de los ríos Grande y Barrancas que forman el Colorado hasta su confluencia, y luego éste hasta el límite con La Pampa.

El segundo grupo de mesoclimas lo integran los que se forman en el piso de altura entre los 200 y 500 m sobre el nivel del mar. Estos 300 m de desnivel que se desarrollan aproximadamente en 280 km de extensión ($\sim 1,1$ m/km), en las provincias de La Pampa y Río Negro, tienen menores accidentes de relieve que los del primer grupo por lo que la altitud en ellos, como factor del mesoclima, no tiene la importancia excluyente que tenía en el grupo anterior. Las extensiones que pueden utilizarse para la producción son considerables y el suelo tiene una composición mineral de elementos finos y de mediano espesor o con grava de sedimentación eólica, hídrica, o de transporte glacial y pobres en agua, como corresponde a climas áridos. La vegetación natural de acuerdo con el clima es de naturaleza xerofítica y compuesta por arbustos y hierbas, con tejidos pobres en agua y de colores claros, que dejan entre sí abundantes espacios de suelo descubierto. Estas características de suelo y vegetación son profundamente modificables por el mejoramiento hidrológico.

En este grupo, los factores fundamentales de los mesoclimas actuales son la naturaleza física de la superficie y la circulación de la baja tropósfera que determina la estructura de la masa de aire sobrepuesta. Esta última, por la ubicación de la región, que se encuentra aun bajo la influencia de la sombra dinámica del macizo andino, puede vincularse más a las masas de aire continentales que a las provenientes del Pacífico que dominan más al sur. Además, si bien el período libre de heladas actual se encuentra por debajo del nivel crítico para la implantación de una agricultura de desarrollo, las modificaciones del suelo y de la superficie, de cierta magnitud, pueden significar un profundo cambio en sus unidades mesoclimáticas, en especial tratándose de este elemento. La característica de continentalidad de estos mesoclimas es muy singular y sus consecuencias sobre la aptitud agrícola, de gran importancia. En las condiciones del clima actual, se puede observar que las temperaturas del invierno (temperatura del mes más frío, $6-7^{\circ}\text{C}$, fig. 12), es equivalente a la del piso de altura de más de 1.000 m del sur de Mendoza, mientras que la del verano (temperatura del mes más cálido, $23-24^{\circ}\text{C}$, fig. 11), resulta semejante a la porción más baja del piso superior

a 1.000 m y a la más alta del piso superior a 500 m de esta misma provincia. Si se tiene en cuenta que el mejoramiento hidrológico determinará una atenuación marcada en las temperaturas extremas, se puede deducir que después de este proceso, los mesoclimas resultantes, además de un período libre de heladas de suficiente duración, poseerán las mejores condiciones para una agricultura de clima continental que pueda ofrecer el país, el continente americano y aún el hemisferio sur.

El uso de los métodos climatológicos convencionales para determinar diferencias mesoclimáticas actuales en este espacio, reviste poco interés de aplicación; por una parte, por las grandes modificaciones que pueden esperarse con la bonificación del regadío, y por la otra, porque la falta de información meteorológica convencional, durante períodos de duración conveniente, torna indispensable el uso de valores interpolados que, por la naturaleza del relieve, tienen escasa definición.

En este caso, el uso de estaciones climatológicas transitorias y la comparación de sus observaciones con las de estaciones de registro de mayor duración y de lugares con mejoramiento hidrológico ya desarrollado, haría posible cuantificar las diferencias debidas a la acción humana y al mismo tiempo una valoración experimental de las condiciones actuales de la región con el significado estadístico de largos períodos de observación.

El tercer grupo de mesoclimas agrícolas se integra con los que se distribuyen en el piso de altura entre 0 y 200 m sobre el nivel del mar y en una extensión de aproximadamente 320 km ($\sim 0,6$ m/km), sobre los departamentos de Lihuel Calel y Caleu—Caleu, en la provincia de La Pampa, y la estrecha franja sur de la provincia de Buenos Aires. En este grupo de mesoclimas, las características de relieve casi plano y la proximidad del océano y la circulación atmosférica estacional y diaria, son los factores predominantes en su génesis. Existen amplios espacios adecuados para la bonificación hidrológica y los suelos son, física y genéticamente, semejantes a los del grupo anterior, y sus elementos más finos se adaptan bien al laboreo agrícola. No obstante, lo llano del relieve y la escasa altura sobre el nivel del mar, determinan dificultades en el drenaje espontáneo de las aguas de riego y el peligro de la salinización del suelo, en mayor grado con la proximidad al mar.

En este espacio, las características del relieve; la predominancia del factor proximidad al mar en la génesis de los mesoclimas, que toman menos que imposible su modificación por la acción del hombre; y la existencia de cinco estaciones climatológicas en el área, con información suficiente, confieren a los métodos climatológicos convencionales una mejor perspectiva de aplicación para determinar su aptitud agropecuaria. No obstante la alternativa de una elección de índices agroclimáticos representativos que pueden otorgar a la aplicación de tales métodos mayor o menor utilidad, se considera que las observaciones de estaciones climatológicas transitorias, en una serie de observaciones de duración limitada, puede contribuir eficazmente a la interpretación de la aptitud de los mesoclimas y a su ajuste, así como a prever las posibilidades de su transformación.

IV.— ANALISIS MESOCLIMATICO DEL ALTO VALLE DEL RIO COLORADO SOBRE LA BASE DE LAS CARACTERISTICAS LOCALES

Si se acepta que el primer grupo de mesoclimas referidos en III, 8, ubicados sobre el curso de los afluentes que forman el Colorado, tiene escaso interés actual para ulteriores estudios mesoclimáticos aplicados a su productividad potencial, quedaría como espacio de mayor importancia el alto medio y bajo valle del mismo, desde 180 km de la confluencia de los ríos Grande y Barrancas hasta su desembocadura en el mar. En este espacio, si bien los procesos genéticos mesoclimáticos se desarrollan y relacionan en forma continua, sin límites netos entre sí, se puede considerar al alto valle del río Colorado como un ambiente típico del segundo grupo de mesoclimas.

La determinación y el análisis de las características climáticas locales, en este espacio, puede constituir una segunda aproximación que servirá para comprobar las hipótesis planteadas en el capítulo anterior, y formular otras que podrán ser comprobadas por estudios ulteriores. Para ello se dispuso la instalación y observación de estaciones transitorias con instrumental convencional y se realizaron sondeos con avión en la baja tropósfera como se mencionó en II. Las características locales provenientes de las estaciones transitorias se compararon con las análogas de dos regiones similares mejoradas hidrológicamente desde hace más de medio siglo y ubicadas al norte y al sur del río Colorado como fueron las provistas por las estaciones climatológicas de Cipolletti y Colonia Alvear. Esta comparación pretende establecer sobre una base más experimental que la expuesta en III, 6, d, la magnitud del cambio en el clima actual que se puede esperar con un mejoramiento hidrológico de la región.

El análisis que integra este capítulo fue anticipado en un informe previo (Burgos, 1965), sobre la base de observaciones locales realizadas durante un período de tres años (1962—1964). Los resultados que aquí se presentan y que confirman plenamente el informe anterior, se fundamentan sobre observaciones realizadas durante un período de 8 años (1962—1969).

El análisis convencional de las características climatológicas y la consideración de los factores que las generan, permitió formular como hipótesis que las causas fundamentales de los mesoclimas actuales de esta región son por una parte, las características de la superficie y por la otra, la estructura de la masa de aire sobrepuesta que deriva de la circulación regional de la baja tropósfera. Por ello, en esta segunda aproximación es indispensable evaluar, aunque sea en forma indirecta, los elementos del balance de energía de la superficie actual y de la mejorada, así como determinar la estructura de las masas de aire que son típicas en la región.

1. Balance de energía de la superficie

El balance de energía de una superficie natural de extensión limitada como la que ofrece el problema planteado, puede expresarse por la fórmula:

$$R + S + A + LE + V + T + F + P \cong 0 \quad (1)$$

donde:

- R, balance de radiación
- S, transferencia de energía en el suelo
- A, transferencia de energía en el aire
- L, calor latente de evaporación o condensación
- E, magnitud de la evaporación—condensación
- V, transferencia de energía por advección
- T, energía en transferencia en los cuerpos o elementos de la superficie (vegetación, etc.)
- F, intercambio de energía por fotosíntesis—combustión
- P, energía transferida por la precipitación

En las condiciones actuales de la región, los elementos activos del balance de energía en orden de importancia son: R, S, A y V, por cuanto las precipitaciones, muy escasas, son la primera causa de valores insignificantes de evaporación (LE), fotosíntesis o crecimiento de la vegetación (F), energía en transferencia en la masa vegetal (T) y energía transportada en la precipitación (P).

Estos términos decisivos en el balance de energía de la superficie pueden a su vez explicitarse según los elementos que los integran. Así los balances de radiación diurno y nocturno se pueden representar en la siguiente forma:

$$R \text{ (diurno)} = Q (1 - r) - I \quad (2)$$

$$R \text{ (nocturno)} = -I \quad (3) \quad \text{donde:}$$

Q, radiación solar global o total (directa + difusa) de onda corta,

r, albedo o o/o de reflexión de energía de onda corta en relación a la total recibida por un cuerpo negro

— I, radiación efectiva o balance de energía de onda larga entre la emisión de la tierra y la contrarradiación atmosférica.

En la región, los valores Q son altos y estables por la muy escasa nubosidad y turbiedad atmosférica y poco modificables por el mejoramiento hidrológico. El valor r, es particularmente elevado en las condiciones actuales de la región (de referencias bibliográficas se puede estimar entre 20—30 o/o), lo cual determina una baja absorción de energía por el suelo y un elevado calentamiento del aire en la capa baja, por el calentamiento adicional que provoca en los cuerpos que están en contacto con él.

El valor — I, es también elevado debido a la escasa contrarradiación que puede ofrecer una atmósfera seca pero sus consecuencias muy diferentes durante el día y la noche. Así, si bien durante el día — I pierde significado por el considerable valor de Q, durante la noche, como es el único elemento activo del balance, significa un fuerte enfriamiento del suelo y del aire sobrepuesto.

En consecuencia, el valor R actual determinará valores de mucho contraste entre la temperatura del día y de la noche.

El término S se puede representar por la fórmula:

$$S = \rho_a \lambda \frac{\partial T}{\partial Z} \quad (4) \quad \text{donde:}$$

S, transporte de energía en el sentido del gradiente de temperatura

ρ , densidad aparente o volumétrica del suelo

a, calor específico

λ , coeficiente de conductibilidad del suelo

$\frac{\partial T}{\partial Z}$, gradiente de temperatura con la profundidad.

De la fórmula (4) se puede deducir que el transporte de energía en el suelo será directamente proporcional a la densidad aparente, al calor específico, a la conductibilidad y al gradiente de temperatura. Si se tiene en cuenta las características físicas ya mencionadas del suelo actual compuesto por agregados minerales que dejan entre sí poros abiertos, sin textura ni agua suspendida en el perfil, se verá como los valores bajos de densidad aparente, calor específico y conductibilidad, serán responsables de un escaso transporte de energía hacia capas más profundas durante el día y desde la profundidad hacia la superficie durante la noche. Es decir que estos suelos con muy baja capacidad para almacenar energía deberán ofrecer superficies muy calientes durante el día y muy frías durante la noche.

El término A puede representarse por la fórmula:

$$A = \rho c_p k \frac{\partial T}{\partial Z} \quad (5) \quad \text{donde:}$$

A, transferencia de energía del aire

ρ , densidad del aire

c_p , calor específico del aire a presión constante

k, coeficiente de intercambio turbulento

$\frac{\partial T}{\partial Z}$, gradiente de la temperatura con la altura

Este término en las condiciones actuales del valle es de gran magnitud. Durante las horas diurnas, el fuerte calentamiento del suelo determina gradientes superadiabáticos pronunciados que dan una gran inestabilidad a la capa de aire cercana al suelo y contribuyen a magnificar el valor del coeficiente de intercambio k. En las horas nocturnas, el fuerte enfriamiento del suelo por el pronunciado balance de radiación negativo — I y su escasa capacidad de almacenaje de energía, determinará gradientes positivos de gran estabilidad y muy bajas temperaturas en el aire adyacente al suelo.

El término LE que representa el flujo del vapor de agua, a su vez se puede descomponer así:

$$L = 597 - 0,6 t \quad (6) \quad y$$

$$E = \rho k \frac{\partial q}{\partial Z} \quad (7) \quad \text{donde:}$$

ρ , densidad del aire

t , temperatura en °C

k , coeficiente de mezcla o intercambio turbulento

$\frac{\partial q}{\partial z}$, gradiente de la concentración del vapor de agua con la altura

Este término en las condiciones actuales, a pesar de la pronunciada magnitud de k , tiene poco significado porque debido a las escasas fuentes de evapotranspiración disponibles, los gradientes de concentración de humedad tienden a 0. De esta manera, casi toda la energía remanente del balance de radiación R se disipa principalmente por los términos A y k , lo cual significa un importante efecto sobre la temperatura del aire y la evaporación, cuando el agua está presente para este proceso.

El valor V que significa la transferencia de energía en sentido horizontal

$$V = \rho c_p u \frac{\partial T}{\partial x} \quad (8) \quad \text{donde:}$$

ρc_p , densidad-calor específico a presión constante y conductibilidad del aire

u , velocidad del aire, horizontal

$\frac{\partial T}{\partial x}$, gradiente horizontal de la temperatura en forma perpendicular a la dirección del viento.

El valor de este elemento no puede considerarse, sin embargo, en forma independiente del intercambio turbulento A con el que está íntimamente vinculado. En columnas de aire hasta 100 m de altura es un valor mucho menor que A y tiende a 0 en la superficie del suelo.

No obstante la falta de información sobre dirección del viento en el valle del río Colorado, por la que proveen las estaciones distribuidas en toda la región de influencia, se puede suponer que este factor de advección es mucho menos considerable que en regiones más al sur, como en Río Negro, donde el flujo permanente de aire frío del oeste puede afectar notablemente el balance de energía local.

Todos estos valores de flujo S , A , E y V , son instantáneos, pero integrando las ecuaciones por tiempo (t), se pueden obtener los valores absolutos en intervalos de tiempo dado. En esta forma, con instrumentos adecuados por su sensibilidad y exposición, se podría realizar mediciones que permitirían cuantificar estos elementos.

Este análisis teórico sobre el balance de energía de la superficie del suelo en esta región del valle, permite explicar la hipótesis por la cual, en las condiciones actuales, ocurren grandes extremos diarios en la variación de la temperatura como para afectar, en forma notable, los procesos biológicos en general y que las condiciones de turbulencia térmica y sequedad del aire próximo al suelo, durante el período diurno, confieren a éste un poder desecante singularmente extremo. Este análisis y los numerosos antecedentes experimentales que existen, también señalan que si se adoptaran

medidas de mejoramiento climático como las que permite el riego racional y sistemático, podría disminuirse a menos de la mitad el término (r) de la ecuación (2), lo cual restaría una buena parte de energía que se gasta para el calentamiento del aire adyacente al suelo y de los objetos que se apoyan en éste. Por otra parte, este proceso de mejoramiento variaría los términos actuales de la ecuación (4), al aumentar considerablemente la conductibilidad calórica (λ) y el calor específico (c) del suelo, por el aumento de la humedad edáfica; y la densidad aparente de éste (ρ), por la generación y dinámica de los coloides húmicos. Esta modificación significará, por otra parte, una disminución de la temperatura en la superficie del suelo en las horas diurnas por la mayor facilidad de transferencia de energía hacia la profundidad del suelo y una menor temperatura de la misma en las horas nocturnas, por el aumento del transporte de energía hacia la superficie cuando el gradiente invierte el sentido diurno. Como consecuencia de ello también cambiarán los términos de la ecuación (5) ya que durante el día los gradientes en la capa de aire cercana al suelo resultarán menos pronunciados y con ello se atenuará proporcionalmente la turbulencia térmica; mientras que durante la noche el enfriamiento no será tan intenso.

Los términos de la ecuación (7) también se transforman favorablemente con el mejoramiento hidrológico, porque por una parte disminuye el intercambio turbulento y por otra, las superficies evaporantes, como el suelo húmedo y los tejidos vegetales, quedan expuestas a menores gradientes de concentración de vapor de agua con respecto a la atmósfera.

Todos los elementos que integran el balance de energía de la superficie activa pueden medirse directamente con aparatos y técnicas adecuadas y las constantes que completan sus fórmulas pueden medirse en laboratorio o estimarse según la bibliografía disponible, (Budyko, 1956; List, 1958; Geiger, 1959; Burgos, 1969 b). Sin embargo, como su conocimiento serviría para explicar el efecto del balance de energía sobre el régimen térmico, un adecuado análisis de éste, especialmente si se puede disponer de observaciones simultáneas y comparables entre superficies sin y con mejoramiento hidrológico, permite inferir el sentido del cambio que experimentarán los elementos del balance actual con el mejoramiento. Por ello se considera innecesario por ahora la verificación experimental del análisis teórico descripto.

2. Régimen térmico local

Un análisis del régimen térmico basado en la consideración de la variación diaria de la temperatura y en las características de las heladas, puede servir al fin propuesto. Para ello se dispuso de las observaciones diarias termométricas y termográficas de cinco estaciones transitorias instaladas en abrigo doble persiana tipo B a 1,50 m de altura sobre el suelo, idéntico al utilizado por el Servicio Meteorológico Nacional, ubicadas aproximadamente entre 10 y 60 km de distancia entre sí, en las localidades de Colonia 25 de Mayo, Colonia Catriel, Peñas Blancas, Gobernador Ayala y Estación Experimental. Los valores obtenidos en cada estación fueron corregidos y depurados debidamente eliminándose los registros incomple-

tos, deficientes o con errores de imposible corrección. Se dispuso así de una serie de valores térmicos para cada estación diferente cuyos parámetros estadísticos fueron comparados con los de series correspondientes a los mismos días de las estaciones de Cipolletti y Colonia Alvear. Estas localidades, distantes del alto valle del río Colorado 125 y 360 km al sur y al norte, respectivamente, constituyen centros de sendas regiones agrícolas de regadío ya desarrolladas, que no obstante la distancia pueden considerarse extremos próximos entre sí, de una estrecha gama de aptitud agroclimática, entre los cuales se encuentra la región en estudio. Efectivamente, como se vió en III, 6, d, las isotermas de toda esta amplia región, marchan aproximadamente de NW a SE por la predominancia del efecto del relieve sobre el de latitud y el régimen hidrológico natural dentro de la región, es muy semejante en sus pronunciadas consecuencias de aridez.

En el cuadro Nº 1 y en las figs. 17 y 18 se muestran los valores de la amplitud de variación diaria de la temperatura en sus valores promedio anuales, semestrales y estacionales. Los valores de los promedios anuales y semestrales muestran en general, que la oscilación diaria de la temperatura es mayor en las estaciones del alto valle del río Colorado que en Cipolletti y Colonia Alvear. La relativamente menor amplitud de las estaciones de Peñas Blancas y Colonia 25 de Mayo (Vivero Forestal), con respecto a las restantes de la región estudiada puede interpretarse porque en ellas existió desde hace años un incipiente y primitivo regadío (500 has) y por razones locales de otra índole. Por otra parte, resulta evidente que esta diferencia es más notable en el semestre frío que en el cálido. La razón de ello reside en que el efecto local de la superficie sobre el microclima es mayor en el semestre menos afectado por la turbulencia térmica, como es el frío.

Los valores de las estaciones típicas del año confirman estos resultados especialmente en aquellos correspondientes al verano e invierno. Puede señalarse además que las mayores amplitudes diarias se observan en verano y otoño y las menores en invierno y primavera.

En los cuadros Nºs 2 y 3 y en las fig 19 y 20 se puede observar los valores de la temperatura media máxima y media mínima que define los extremos de la amplitud analizada anteriormente. En estos casos los valores promedio se han calculado sobre series homólogas. Se puede comprobar que los valores de las temperaturas máximas diarias son generalmente superiores en el alto valle del río Colorado a las que se registran en Cipolletti y ligeramente inferiores a las de Colonia Alvear; en cambio, las temperaturas mínimas diarias son uniforme y marcadamente inferiores en la región estudiada. Estos hechos confirman el análisis teórico formulado anteriormente sobre la menor capacidad calórica de la capa superficial de intercambio del suelo con la atmósfera adyacente. Las temperaturas mínimas más bajas en el río Colorado, carácter éste más notable y permanente que el anterior, debe vincularse con la mayor estabilidad que el aire adquiere durante las horas de temperatura mínima por el fuerte enfriamiento del suelo. En cambio, las menores diferencias en las temperaturas máximas y su irregularidad, son una consecuencia de la turbulencia térmica que permite la difusión del calor hacia las capas de aire

CUADRO Nº 1. Amplitudes térmicas medias anuales, semestrales y estacionales, calculadas sobre series de días comunes a las estaciones de observación y las de referencia.

Estaciones	Anual	Semestre cálido	Semestre frío	Primavera	Verano	Otoño	Invierno
Gob. Ayala	17.4	17.8	17.0	17.4	18.2	18.7	15.4
Vivero Forestal (Colonia 25/V)	16.0	16.1	16.0	15.5	16.7	17.7	14.3
Peñas Blancas	16.3	16.6	16.0	15.4	17.8	16.8	15.3
Colonia Catriel	17.6	17.6	17.6	16.2	19.0	19.3	15.9
C. E. A.	17.8	18.0	17.6	17.5	18.4	18.1	17.2
Cipolletti	14.6	15.0	14.3	14.9	15.0	15.6	13.0
Col. Alvear	16.0	16.4	15.5	16.1	16.7	16.0	15.0

CUADRO N° 2. Temperaturas medias máximas y medias mínimas diarias, anuales y semestrales calculadas sobre series de días comunes en las estaciones del valle del río Colorado y las de comparación: Cipolletti (C.) y Colonia Alvear (C.A.).

Estaciones	Año						Semestre cálido						Semestre frío					
	Máxima media			Mínima media			Máxima media			Mínima media			Máxima media			Mínima media		
	Estac.	C.	C.A.	Estac.	C.	C.A.	Estac.	C.	C.A.	Estac.	C.	C.A.	Estac.	C.	C.A.	Estac.	C.	C.A.
	Col. 1			Col. 1			Col. 1			Col. 1			Col. 1			Col. 1		
Gob. Ayala	24.1	22.0	24.4	6.6	7.4	8.2	27.6	26.1	27.9	9.8	11.0	11.4	20.6	17.9	20.8	3.5	3.9	5.1
Vivero Forestal	23.4	22.9	24.6	7.4	8.0	8.6	27.0	26.6	28.3	11.0	11.5	11.8	19.8	19.2	21.0	3.8	4.4	5.4
Peñas Blancas	22.4	22.6	24.2	6.1	7.9	8.6	26.2	26.6	28.0	9.6	11.4	12.0	18.6	18.5	20.5	2.6	4.4	5.3
Col. Catriel	23.3	22.4	24.4	5.7	7.1	8.2	27.2	26.4	28.4	9.6	11.2	11.6	19.4	18.4	20.5	1.8	3.0	4.8
C. E. A.	24.6	22.1	24.7	6.8	7.6	8.4	28.6	26.3	28.6	10.6	11.2	11.6	20.6	17.9	20.8	3.0	3.9	5.1

CUADRO Nº 3. Temperaturas medias máximas y medidas mínimas, estacionales, calculadas sobre series de días comunes en las estaciones del valle del río Colorado y las de comparación: Cipolletti (C) y Colonia Alvear (C.A.).

Estaciones	Primavera						Verano						Otoño						Invierno					
	Máxima media			Mínima media			Máxima media			Mínima media			Máxima media			Mínima media			Máxima media			Mínima media		
	Estac.	C.	C.A.	Estac.	C.	C.A.	Estac.	C.	C.A.	Estac.	C.	C.A.	Estac.	C.	C.A.	Estac.	C.	C.A.	Estac.	C.	C.A.	Estac.	C.	C.A.
	Col. 1			Col. 1			Col. 1			Col. 1			Col. 1			Col. 1			Col. 1			Col. 1		
Gob. Ayala	23.6	22.5	24.4	6.2	8.0	8.2	31.5	29.7	31.4	13.3	13.9	14.7	25.3	21.6	24.4	6.6	6.7	8.6	15.8	14.2	17.1	0.4	1.1	1.6
Vivero Forestal	23.0	22.8	24.6	7.5	8.4	9.0	31.1	30.4	32.0	14.4	14.6	14.7	24.7	24.2	25.6	7.0	7.5	9.2	15.0	14.3	16.4	0.7	1.4	1.6
Peñas Blancas	21.9	23.1	24.4	6.5	8.6	9.4	30.4	30.0	31.7	12.6	14.2	14.5	22.8	22.9	24.4	6.0	7.5	9.0	14.4	14.1	16.6	-0.9	1.2	1.6
Colonia Catriel	23.6	22.8	25.0	7.4	8.3	8.4	30.7	29.9	31.9	11.7	14.2	14.7	24.1	22.8	23.2	4.8	7.1	8.2	14.8	14.0	17.8	-1.1	1.1	1.4
C. E. A.	24.7	22.5	24.4	7.2	8.0	8.2	32.4	30.1	32.7	14.0	14.5	14.9	24.8	21.6	24.4	6.7	6.7	8.6	16.5	14.2	17.1	-0.7	1.1	1.6

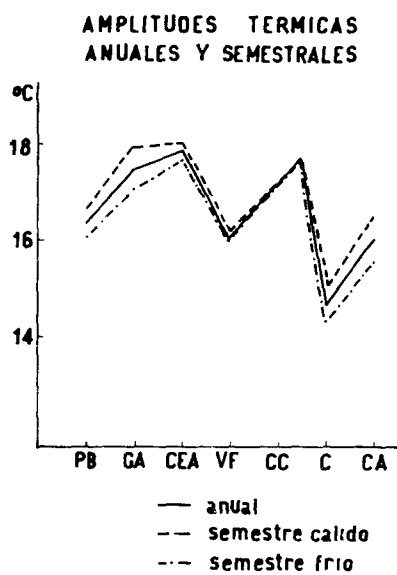


Fig. 17: Amplitudes térmicas diarias promediadas por año y semestres. Referencias: PB, Peñas Blancas; GA, Gobernador Ayala; CEA, Centro Experimental Agrícola; VF, Vivero Forestal; CC, Colonia Catriel; C, Cipolletti y CA, Colonia Alvear.

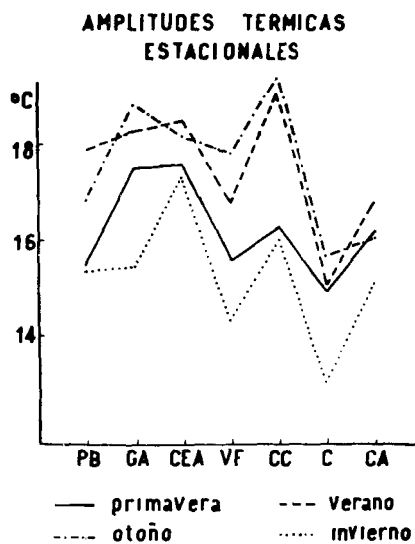


Fig. 18: Amplitudes térmicas diarias promediadas por estaciones. Referencias como en la Fig. 17.

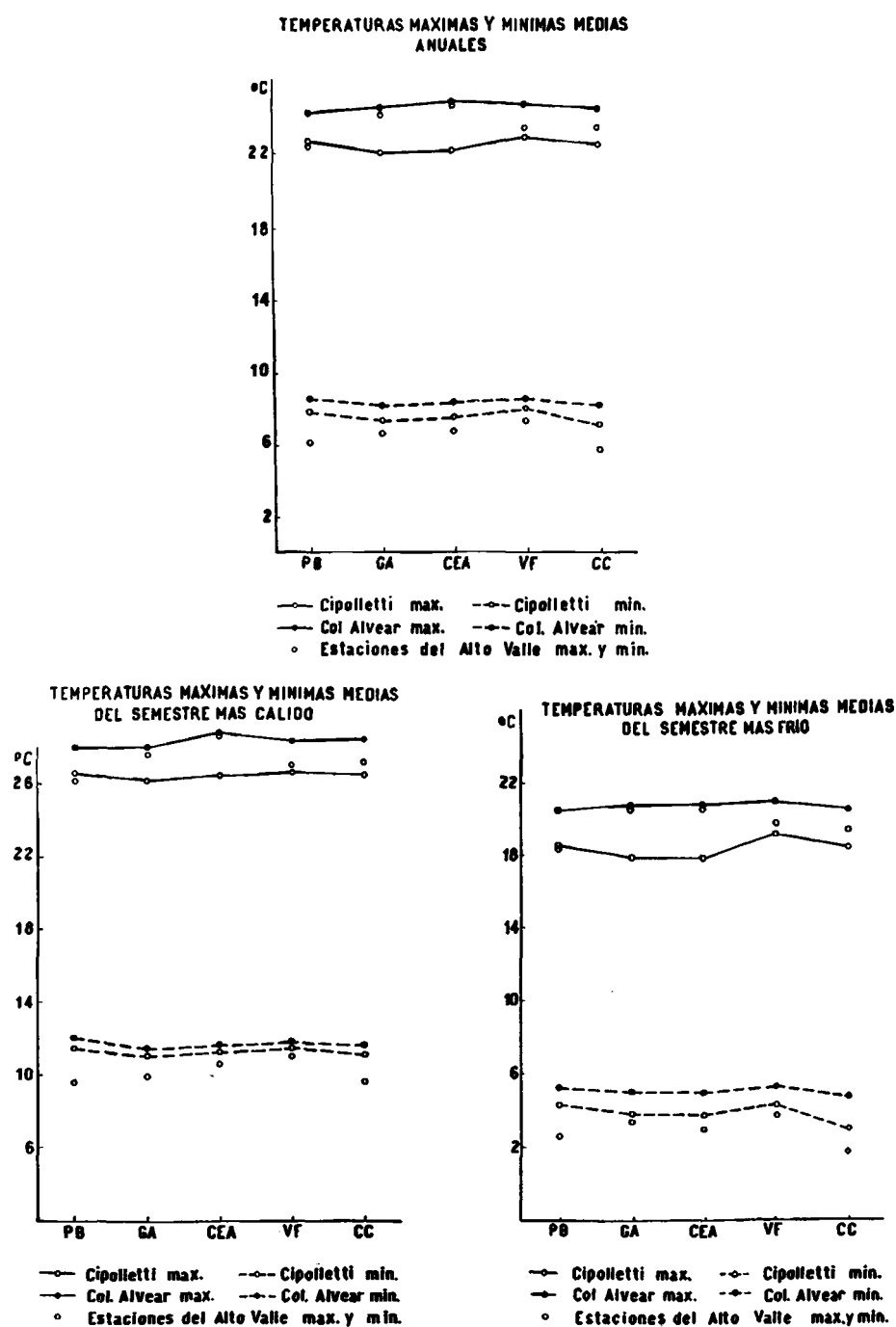


Fig. 19: Comparación entre las temperaturas extremas diarias en las estaciones transitorias del río Colorado y las permanentes, Cipolletti y Colonia Alvear. Promedio de series de días comunes calculados por año y por semestres.

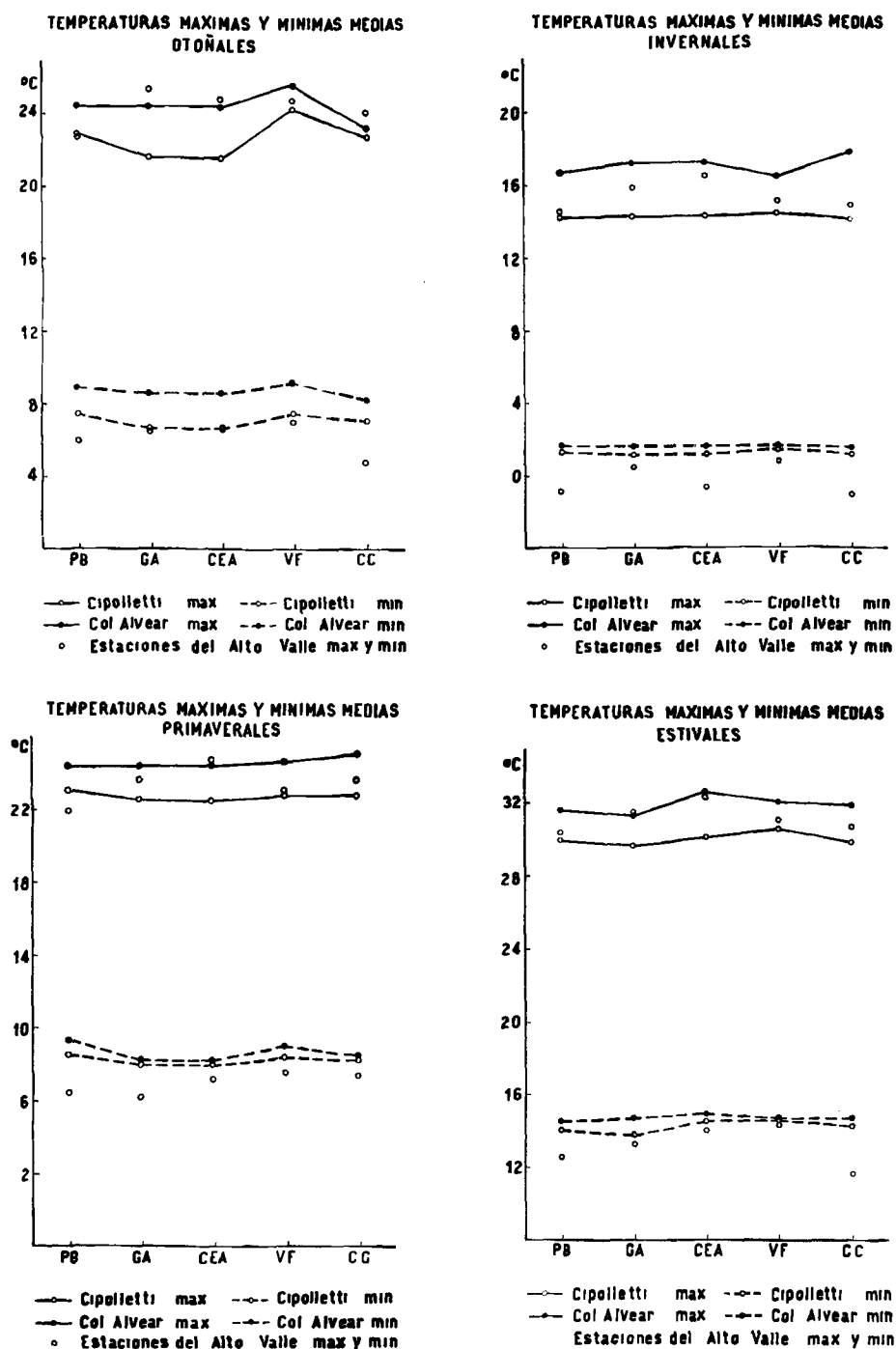


Fig. 20: Comparación entre las temperaturas extremas diarias en las estaciones transitorias del río Colorado y las permanentes, Cipolletti y Colonia Alvear. Promedios de series de días comunes calculados por estaciones.

superiores a la altura de su registro. En estos valores, también se confirma que la mayor amplitud ocurre en primavera y verano y la menor en otoño e invierno, cuyas razones fueron mencionadas anteriormente.

3. Régimen local de heladas

En el cuadro Nº 4 se muestran los valores de varios índices agroclimáticos que pueden caracterizar el régimen local de heladas del alto valle del río Colorado. Estos valores se obtuvieron por simple interpolación de los mapas de isolíneas diseñados en un trabajo anterior (Burgos, 1963).

Los valores referidos muestran que éste es un fenómeno limitante del desarrollo agrícola de la región como lo es la aridez. Se observa así que el período libre de heladas está por debajo del límite mínimo que se considera compatible con la empresa agrícola (158 días). Al mismo tiempo se constata que los índices de peligrosidad de heladas primaverales y otoñales son notablemente elevados ($17-18^{\circ}\text{C}$) y por lo tanto indicadores de un gran riesgo de este fenómeno para los cultivos perennes de clima templado. Esta característica deriva de la combinación local de una relativamente pequeña variación anual de la temperatura con una gran variación diaria y aperiódica de ese mismo elemento.

El régimen de heladas invernales se caracteriza por la ocurrencia de fríos iguales o inferiores a -12.5°C una vez cada 5 años ($P=20\text{ o/o}$) e inferiores a -14.0°C una vez cada 20 años ($P=5\text{ o/o}$). Estos valores, si bien resultan más intensos que los que se registran en Cipolletti y Colonia Alvear, no importan un peligro para los cultivos típicos de clima templado.

Pueden ocurrir heladas estivales en la región, ya que en Cipolletti desde que existen observaciones meteorológicas (1902), se ha registrado una temperatura mínima de -1.5°C el 17 de enero de 1938, lo cual indica que este fenómeno ocurre con una probabilidad inferior a un 2 o/o de los años.

En los cuadros Nº 5 al 9 y en las fig 21 a 23 se pueden ver los resultados obtenidos del análisis de los valores observados de intensidad de heladas, en las estaciones transitorias instaladas en el alto valle del río Colorado. Se muestran y presentan en ellos los valores promedio de las temperaturas mínimas diarias iguales o inferiores a 0°C que ocurrieron mensualmente en cada una de las estaciones del valle de este río y su comparación con los correspondientes de series homólogas de Cipolletti y Colonia Alvear (fig Nºs 21, 22, 23). Como pudo ocurrir que en algunos días con helada en Cipolletti y Colonia Alvear, por las condiciones locales del tiempo, no se produjera este fenómeno en el valle del río Colorado y aquellas temperaturas quedaran excluidas de las series respectivas, se estableció por otra parte la comparación contraria. Es decir la correspondiente al promedio de temperaturas mínimas diarias $\leq 0^{\circ}\text{C}$ en Cipolletti y Colonia Alvear con la de los mismos días en las estaciones del río Colorado. Se determinó además, con la aplicación del análisis de varianza simple, la significancia estadística en los niveles del 1 y 5 o/o de probabilidad de las diferencias halladas, las que fueron representadas convencionalmente en los gráficos.

Los valores referidos indican que las temperaturas mínimas diarias, en los días con helada, son bastante más bajas en río Colorado que en Cipolletti y

CUADRO Nº 4.

Valores de índices agroclimáticos del alto valle del Río Colorado.	
<u>I, Heladas primaverales y otoñales</u>	
a) Fecha media de últimas heladas	26/X
Desviación típica	18 días
Indice CK de últimas heladas	18.5°C
b) Fecha media de primeras heladas	3/IV
Desviación típica	18 días
Indice CK de primeras heladas	17.5°C
c) Período libre de heladas	158 días
<u>II, Heladas invernales</u>	
d) Temperatura mínima anual media	-11.6°C
Desviación típica	1.5°C
e) Indice CK de heladas invernales para cultivos anuales (P = 20 o/o)	-12.5°C
f) Indice CK de heladas invernales para cultivos perennes (P = 5 o/o)	-14.0°C

Colonia Alvear. La diferencia aproximada es de 2 a 2,5°C que resulta casi invariablemente significativa y muy significativa. La mayor significancia se distribuye generalmente en los meses invernales.

En cambio, las diferencias de las comparaciones de los promedios de temperaturas mínimas de heladas en Cipolletti y Colonia Alvear, con los de mínimas registradas en esos mismos días en el alto valle del río Colorado, no son tan marcadas ni la significancia de las diferencias tan definidas como en el caso anterior. En esta comparación es necesario tener en cuenta que debieron excluirse algunos días con helada en el valle del río Colorado porque no fueron de helada en las dos estaciones de comparación y que además en las series de las estaciones del río Colorado se incluyeron algunos días que por las condiciones locales no fueron de helada. Esto se confirma si se observa sobre las abscisas de los gráficos de comparación que el número de pares de observaciones tomadas en consideración fueron invariablemente menores en este último tipo de comparación. Las estaciones que menor diferencia acusaron con las de comparación fueron Gobernador Ayala y C.E.A.. Vivero Forestal (Col. 25 de Mayo) resulta de esta comparación con mínimas ligeramente superiores en los días con helada en Cipolletti y Colonia Alvear, aunque sin alcanzar significado estadístico. Este resultado se puede explicar porque aquella estación estuvo instalada muy próxima al cauce del río Colorado. El análisis del régimen térmico local permite deducir que su condición actual, de carácter extremo y agresivo, se debe en forma preponderante a las características singulares de la superficie del suelo. De igual modo, este análisis conduce a inferir que las condiciones actuales pueden ser notablemente modificadas por el mejoramiento hidrológico en una magnitud por lo menos igual que la correspondiente al alto valle del río Negro (Cipolletti). Este análisis experimental convalida por otra parte, en forma indirecta, el teórico formulado anteriormente.

4. Régimen de la humedad del aire local.

El conocimiento del régimen de la humedad del aire resulta, en este caso, de gran importancia. En primer lugar porque su magnitud determina, en buena parte, el valor concreto del balance de radiación (término $-I$ de las fórmulas (2) y (3)), especialmente del nocturno y por lo tanto la temperatura mínima diaria. En segundo lugar, porque su cantidad influye en forma muy marcada en la intensidad de la evapotranspiración lo cual además de afectar el balance de energía de la superficie activa (término LE de la fórmula (1)) y por ello su temperatura, determina la necesidad de agua para el riego. La variación continua y no esporádica de este elemento, como en el caso de la temperatura, permite deducir conclusiones definitivas aun de series cortas de observaciones como las obtenidas en las estaciones transitorias en el valle del río Colorado. El material para este análisis provino de las cinco estaciones de superficie instaladas en el alto valle de este río y de su comparación con series homólogas de las estaciones de Cipolletti y Colonia Alvear. En este caso la homología se definió con pares de observaciones correspondientes a los mismos días y horas para cada estación. Este material consistió en lecturas directas de psicrómetros

CUADRO Nº 5. Temperaturas mínimas medias diarias en series de días comunes en el valle del río Colorado y estaciones de comparación. Caso A) serie de días con heladas (mínimas < 0°C) en Gobernador Ayala. Caso B) serie de días con heladas en Cipolletti. Caso C) serie de días con heladas en Colonia Alvear.

Casos	Meses y Nº de pares computados Localidades	Abril	Nº de pares comp.	Mayo	Nº de pares comp.	Junio	Nº de pares comp.	Julio	Nº de pares comp.	Agosto	Nº de pares comp.	Set.	Nº de pares comp.	Oct.	Nº de pares comp.
A	Gobernador Ayala	-1.6		-2.2		-3.2		-3.8		-3.0		-2.2		--	
	Cipolletti	1.5	11	0.4	60	-1.1	111	-1.4	116	-0.4	89	1.4	42	--	--
	Colonia Alvear	2.6		2.2		-0.3		-0.4		-0.5		1.5		--	
B	Cipolletti	-1.7		-2.1		-3.1		-3.0		-2.4		-1.6		--	
	Gobernador Ayala	1.6	18	-1.0	44	-4.0	71	-3.3	100	-2.8	62	-1.5	23	--	--
C	Colonia Alvear	--		-1.6		-2.6		-2.5		-2.1		-1.6		--	
	Gobernador Ayala	--	--	-1.0	20	-3.1	78	-2.9	84	-2.0	60	-0.6	21	--	--

CUADRO Nº 6. Temperaturas mínimas medias diarias en serie de días comunes en el valle del río Colorado y estaciones de comparación. Caso A) serie de días con heladas (mínima < 0°C) en Peñas Blancas. Caso B) serie de días con heladas en Cipolletti. Caso C) serie de días con heladas en Colonia Alvear.

Casos	Meses y Nº de pares computados Localidades	Abril	Nº de pares comp.	Mayo	Nº de pares comp.	Junio	Nº de pares comp.	Julio	Nº de pares comp.	Agosto	Nº de pares comp.	Set.	Nº de pares comp.	Oct.	Nº de pares comp.
A	Peñas Blancas	-1.8		-2.5		-3.2		-4.0		-3.1		-2.3		-0.6	
	Cipolletti	1.7	14	0.3	42	-0.7	89	-1.1	108	0.0	86	1.8	44	4.5	10
	Colonia Alvear	3.1		2.7		0.1		0.3		0.7		2.3		5.0	
B	Cipolletti	-1.6		-2.1		-3.1		-3.0		-2.6		-1.5		--	
	Peñas Blancas	0.6	13	-2.2	27	-4.0	54	-4.7	74	-4.1	44	-2.4	17	--	--
C	Colonia Alvear	--		-1.5		-2.5		-2.4		-3.7		-1.4		--	
		--	--		11		53		55		48		15	--	--
	Peñas Blancas	--		-1.3		-3.1		-4.9		-3.5		-0.2		--	

CUADRO No 7. Temperaturas mínimas medias diarias en series de días comunes en el valle del río Colorado y estaciones de comparación. Caso A) serie de días con heladas (mínima < 0°C) en Centro Experimental Agrícola. Caso B) serie de días con heladas en Cipolletti. Caso C) serie de días con heladas en Colonia Alvear.

Casos	Meses y Nº de pares computados Localidades	Abril	Nº de pares comp.	Mayo	Nº de pares comp.	Junio	Nº de pares comp.	Julio	Nº de pares comp.	Agosto	Nº de pares comp.	Set.	Nº de pares comp.	Oct.	Nº de pares comp.
A	C.E.A.	-1.8		-2.7		-3.4		-3.5		-3.2		-2.1		-1.4	
	Cipolletti	0.7	11	-0.3	47	-1.0	86	-1.7	117	-0.8	84	1.1	37	1.7	5
	Colonia Alvear	5.1		1.9		-0.3		-0.2		-0.4		2.2		3.3	
B	Cipolletti	-1.3		-2.2		-3.3		-2.9		-2.6		-1.7		--	
	C.E.A.	0.8	13	-2.0	33	-3.7	54	-3.4	97	-3.1	58	-2.5	17	--	--
C	Colonia Alvear	--		-1.6		-2.3		-2.4		-2.2		-1.6		--	
	C.E.A.	--	--	-2.8	16	-2.6	66	-3.0	80	-2.1	68	0.2	14	--	--

CUADRO N° 8. Temperaturas mínimas medias diarias en serie de días comunes en el valle del río Colorado y estaciones de comparación. Caso A) serie de días con heladas (mínima < 0° C) en Vivero Forestal (ex Colonia 25 de Mayo). Caso B) serie de días con heladas en Cipolletti. Caso C) serie de días con heladas en Colonia Alvear.

Casos	Meses y N° de pares computados Localidades	Abril	N° de pares comp.	Mayo	N° de pares comp.	Junio	N° de pares comp.	Julio	N° de pares comp.	Agosto	N° de pares comp.	Set.	N° de pares comp.	Oct.	N° de pares comp.
A	Vivero Forestal	-2.9		-3.4		-3.4		-2.6		-2.8		-2.2		---	
	Cipolletti	-3.6	3	-0.5	17	-1.7	53	-1.8	58	-1.0	41	-0.1	11	---	--
	Colonia Alvear	0.1		1.8		-2.1		-0.2		-1.0		1.1		---	
B	Cipolletti	-1.9	8	-2.0	22	-3.3	42	-2.6	55	-2.0	41	-2.2	9	---	--
	Vivero Forestal	0.8		-0.8		-3.0		-2.3		-1.2		-0.6		---	
C	Colonia Alvear	---	—	-1.6	8	-2.6	59	-2.2	46	-2.3	40	-1.2	12	---	--
	Vivero Forestal	---		-1.5		-1.8		-2.0		-1.3		0.8		---	

CUADRO Nº 9. Temperaturas mínimas medias diarias en series de días comunes en el valle del río Colorado y estaciones de comparación. Caso A) serie de días con heladas (mínima < 0°C) en Colonia Catriel. Caso B) serie de días con heladas en Cipolletti. Caso C) Serie de días con heladas en Colonia Alvear.

Casos	Meses y Nº de pares computados Localidades	Abril	Nº de pares comp.	Mayo	Nº de pares comp.	Junio	Nº de pares comp.	Julio	Nº de pares comp.	Agosto	Nº de pares comp.	Set.	Nº de pares comp.	Oct.	Nº de pares comp.
A	Colonia Catriel	-2.0		-2.4		-4.4		-3.6		-3.2		-2.8		-1.6	
	Cipolletti	0.5	19	1.1	73	-1.1	92	-1.2	108	0.5	60	1.2	34	3.7	3
	Colonia Alvear	4.4		3.5		-0.4		-0.4		0.1		1.9		2.5	
B	Cipolletti	-1.6		-2.0		-3.1		-3.2		-2.5		-1.6		---	---
	Colonia Catriel	-1.4	15	-2.3	31	-4.3	65	-3.5	83	-3.9	34	-2.5	12	---	---
C	Colonia Alvear	---		-1.5		-2.8		-2.5		-2.6		-2.2		---	---
	Colonia Catriel	---	---	-2.5	20	-4.5	66	-3.1	66	-2.7	45	-1.8	10	---	---

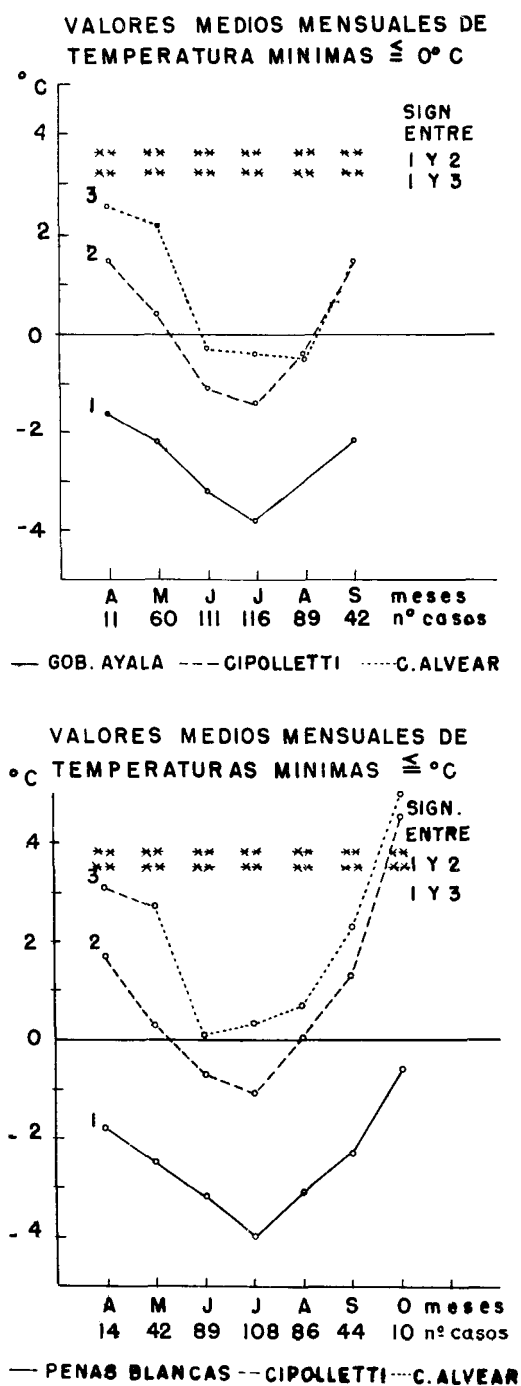


Fig. 21:

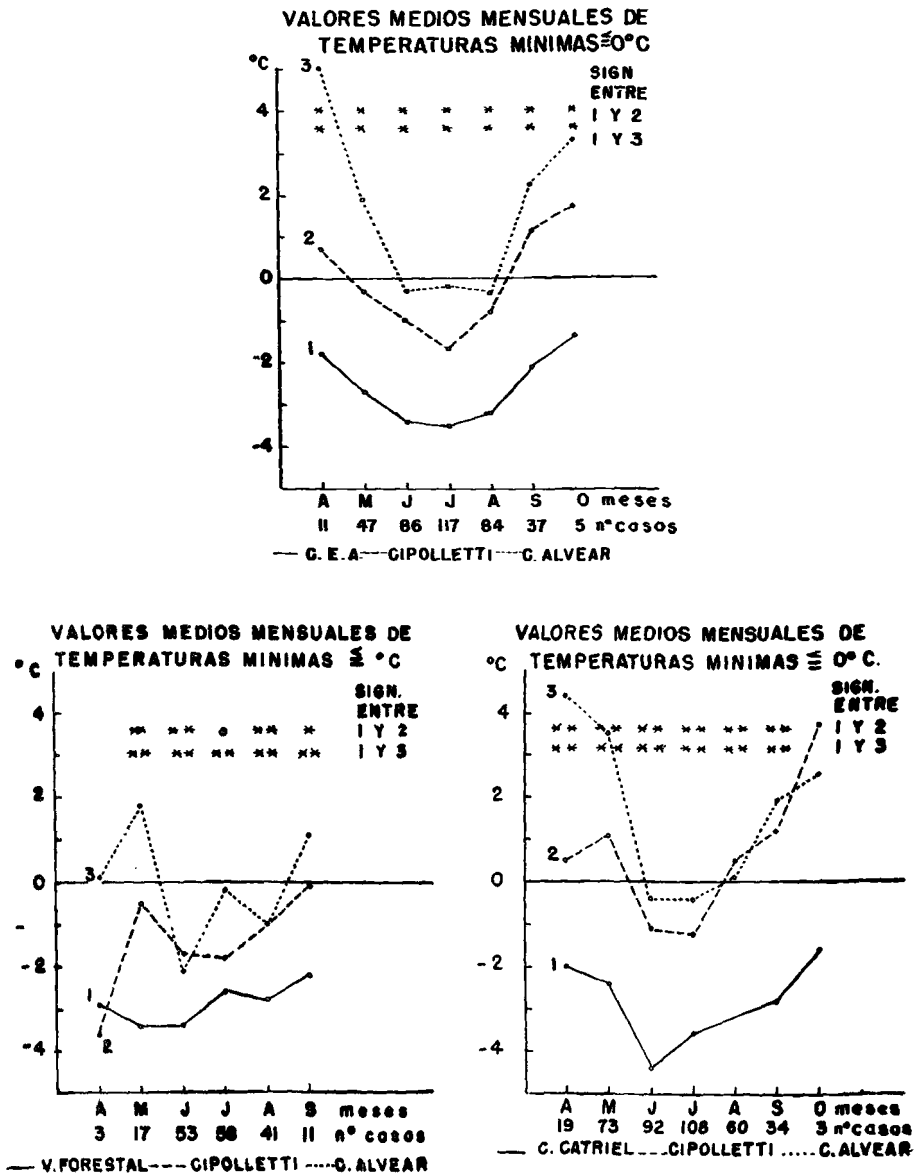


Fig. 21: Comparación entre la temperatura mínima promedio de los días con temperatura 0°C en las estaciones transitorias del alto valle del río Colorado y las temperaturas mínimas promedio de los mismos días en las estaciones Cipolletti y Colonia Alvear. Nivel de significancia: xx, muy significativo; x, significativo; o, no significativo.

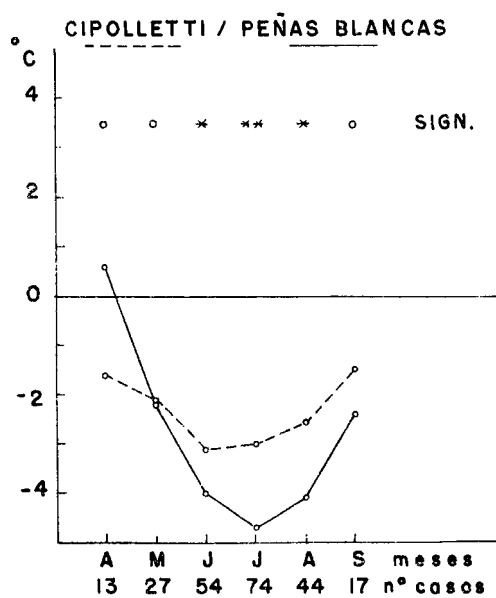
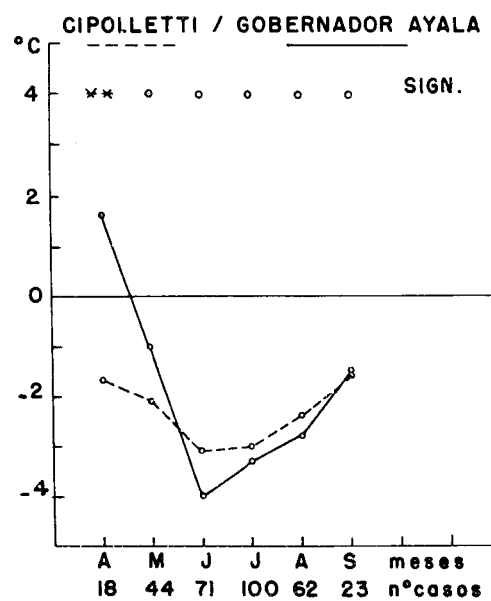


Fig. 22

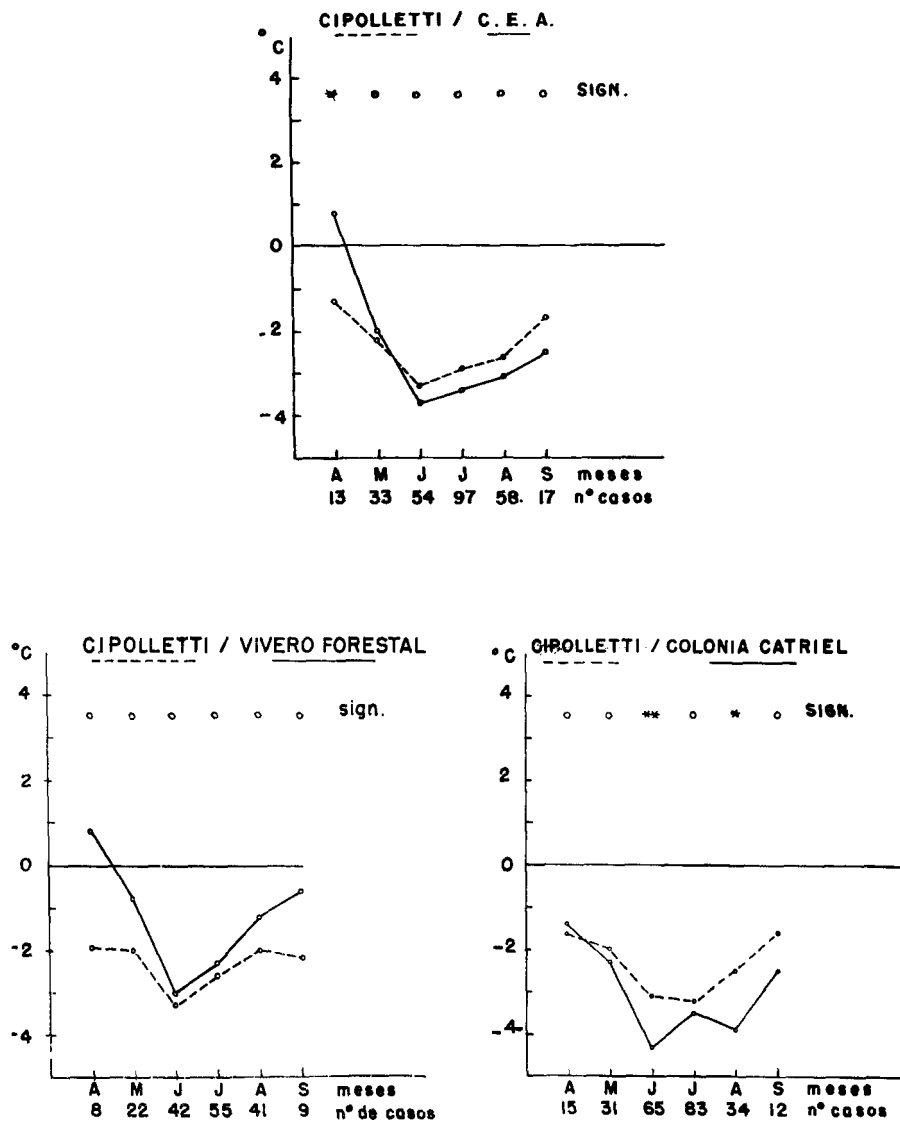


Fig. 22: Comparación entre la temperatura mínima promedio de los días con temperatura 0°C en la estación Cipolletti y el promedio de las temperaturas mínimas de los mismos días en las estaciones transitorias del alto valle del río Colorado.

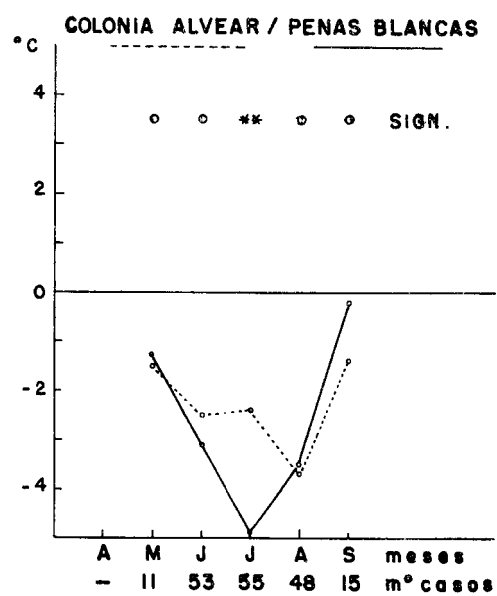
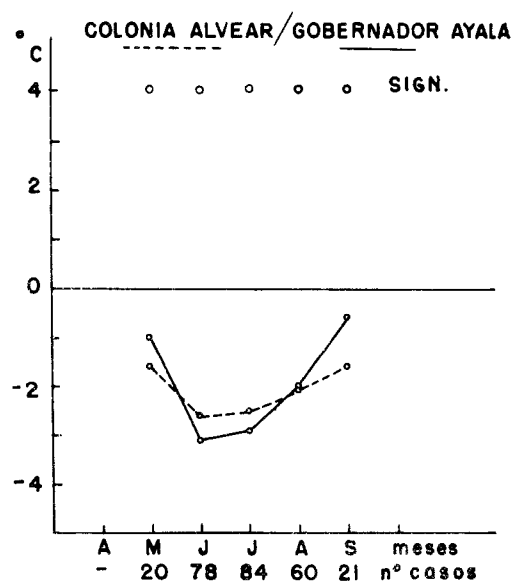


Fig. 23:

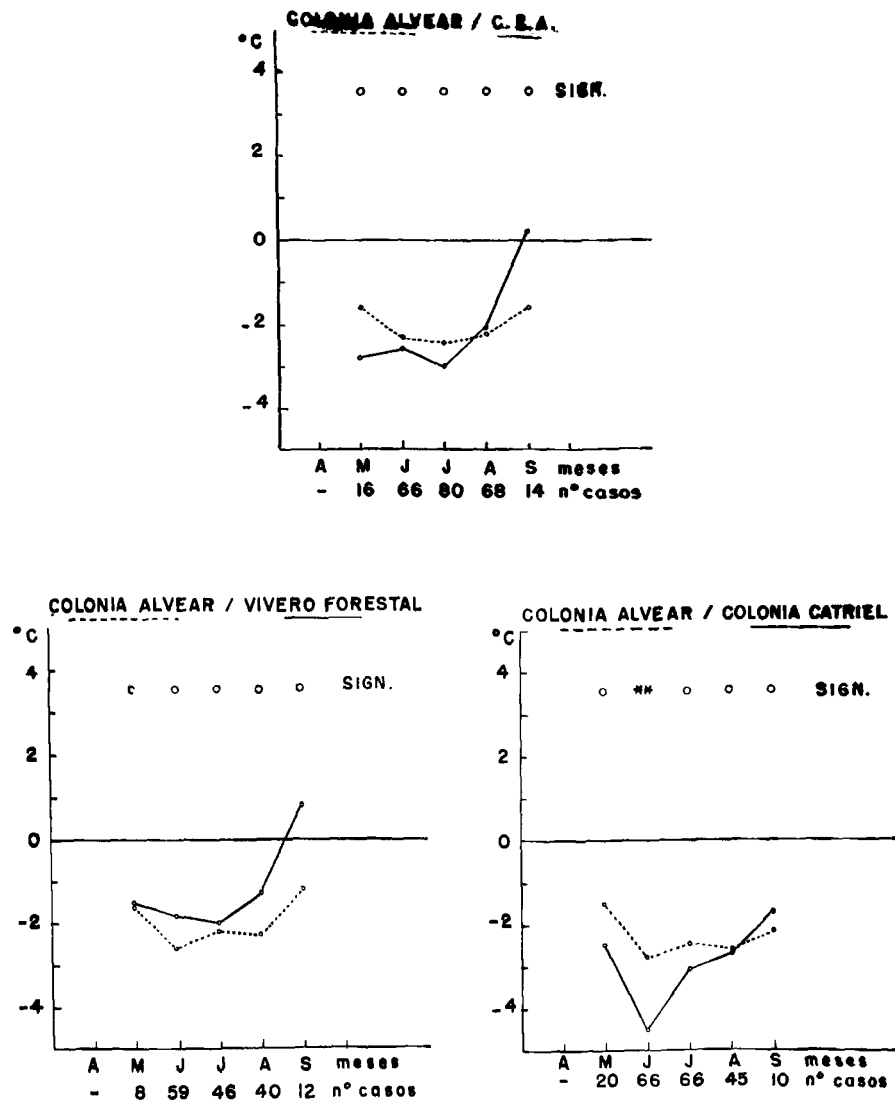


Fig. 23: Comparación entre la temperatura mínima promedio de los días con temperatura 0°C en la estación Colonia Alvear y el promedio de la temperatura mínima de los mismos días en las estaciones transitorias del alto valle del río Colorado.

ventilados y registros termográficos debidamente corregidos y depurados.

El análisis de la humedad del aire, en su capa cercana al suelo, se ha circunscripto a los índices de tensión del vapor y déficit de saturación. El primero de ellos posibilita la apreciación de la cantidad absoluta de vapor de agua presente en la atmósfera por unidad de volumen o peso y el segundo, derivado del primero, es un buen indicador del poder desecante que tiene el aire con ese contenido absoluto de humedad. Estos valores se han considerado en sus extremos de variación diaria, es decir, en las magnitudes que alcanzan en la hora de temperatura máxima y de mínima. Los cuadros Nos 10, 11, 12, 13 y 14 y los gráficos de las fig 24, 25, 26 y 27, muestran los valores promedio correspondientes al período 1962—1969 inclusive, de la tensión del vapor y déficit de saturación en la hora de temperatura máxima y de mínima diarias, calculados por períodos mensuales, anuales, semestrales y estacionales.

De la observación de los valores obtenidos se puede afirmar que la comparación con Cipolletti muestra un contraste más notable que la correspondiente con Colonia Alvear. La mayor proximidad geográfica de las estaciones del río Colorado con Cipolletti, otorga a este contraste un gran significado que conviene analizar.

Si se observan los valores y gráficos de las comparaciones entre las estaciones del alto valle del río Colorado y Cipolletti se destacan algunas características generales que se manifiestan con poca variación en todas ellas. El contenido de vapor de agua en el aire es superior en el río Colorado que en el río Negro, tanto en las horas de temperatura máxima como en la de mínima, en una magnitud que oscila entre 2 y 4 mb. Además, en todas las estaciones se constata que esta diferencia tiende a ser mayor en los meses más cálidos del año. Estos hechos no pueden explicarse por las características locales propias de cada región comparada, ya que la superficie del suelo en las condiciones actuales es una menor fuente de evaporación en el río Colorado que en el río Negro. En su conjunto, estos resultados deben vincularse con el tipo de masa de aire que predomina en los lugares comparados, con lo cual se agrega una prueba más de que el río Colorado se encuentra bajo la influencia de un flujo de aire, más cálido y húmedo, determinado por los sistemas de presión del Atlántico sur y de los que se establecen sobre el continente. En cambio, el alto valle del río Negro, a pesar de su proximidad, resulta más influído por las masas de aire más frío y con menor contenido de vapor de agua que se traslada por el sistema de baja presión subpolar y por el flanco sur del anticiclón del Pacífico sur.

Si se consideran, por otra parte, los valores del déficit de saturación del aire, se puede observar, al contrario, que es superior en las estaciones del valle del río Colorado durante las horas de temperaturas máximas y especialmente en los meses estivales. Así, los promedios diarios del déficit de saturación en la hora de máxima temperatura del mes de enero oscila entre 30 y 34 mb, mientras que los de las series homólogas de Cipolletti lo hacen entre 27 y 29 mbs. En verano estos valores promedio son 28—32 mbs para el río Colorado y 26—29 para Cipolletti. En las horas de mínima los valores del déficit de saturación son bajos, en general algo más elevados en

CUADRO Nº 10. Comparación del contenido de humedad en el aire y el déficit de saturación entre Peñas Blancas, Cipolletti y Colonia Alvear sobre serie de días comunes. (1962–1969).

Meses	Hora de temperatura máxima Peñas Blancas Cipolletti					Hora de temperatura mínima Peñas BlancasCipolletti					Hora de temperatura máxima Peñas Blancas Col.Alvear					Hora de temperatura mínima Peñas Blancas Col.Alvear				
	T.V.	D.S.	T.V.	D.S.	Dif.	T.V.	D.S.	T.V.	D.S.	Dif.	T.V.	D.S.	T.V.	D.S.	Dif.	T.V.	D.S.	T.V.	D.S.	Dif.
Enero	12.4	30.9	9.2	27.7	3.2	12.4	3.9	10.8	5.6	-1.7	12.4	30.9	10.8	31.2	-0.3	12.4	3.9	14.2	4.6	-0.7
Febrero	13.2	26.6	9.0	26.9	-0.3	11.8	3.1	9.7	4.0	-0.9	13.2	26.6	13.1	28.6	-2.0	11.8	3.1	12.9	4.5	-1.4
Marzo	11.6	22.5	9.1	20.1	2.4	10.0	2.1	8.9	2.8	-0.7	11.6	22.5	12.2	21.6	0.9	10.0	2.1	11.9	2.6	-0.5
Abril	9.8	16.0	7.8	15.0	1.0	7.9	1.0	7.6	1.6	-0.6	9.8	16.0	12.7	16.7	-0.7	7.9	1.0	10.4	1.9	-0.9
Mayo	8.1	13.0	6.9	10.8	2.2	6.4	1.0	5.9	1.3	-0.3	8.1	13.0	10.0	14.1	-1.1	6.4	1.0	7.9	1.7	-0.7
Junio	6.6	8.7	5.2	7.6	1.1	4.6	0.7	4.1	1.1	-0.4	6.6	8.7	7.7	10.2	-1.5	4.6	0.7	6.2	1.2	-0.5
Julio	7.0	7.6	5.5	7.5	0.1	5.2	0.6	4.8	1.4	-0.8	7.0	7.6	8.5	9.2	-1.6	5.2	0.6	6.5	1.4	-0.8
Agosto	7.1	12.3	5.5	11.1	1.2	5.6	1.1	5.5	2.0	-0.9	7.1	12.3	6.9	15.6	-3.3	5.6	1.1	6.5	1.7	-0.6
Setiembre	7.7	14.3	5.7	13.2	1.1	6.9	1.2	6.0	2.5	-1.3	7.7	14.3	6.0	16.1	-1.8	6.9	1.2	6.4	2.5	-1.3
Octubre	11.2	18.1	6.9	16.6	1.5	8.5	1.6	6.7	3.0	-1.4	11.2	18.1	6.9	19.1	-1.0	8.5	1.6	8.2	2.4	-0.8
Noviembre	10.1	21.0	7.3	20.6	0.4	9.9	1.5	8.4	3.6	-2.1	10.1	21.0	9.4	23.6	-2.6	9.9	1.5	11.1	3.2	-1.7
Diciembre	11.0	29.0	8.9	26.4	2.6	12.1	2.3	10.1	4.4	-2.1	11.0	29.0	9.7	28.2	0.8	12.1	2.3	12.2	3.3	-1.0
Anual	9.6	18.3	7.2	17.0	1.3	8.4	1.7	7.4	2.8	-1.1	9.6	18.3	9.5	19.5	-1.2	8.4	1.7	9.5	2.6	-0.9
Semestre cálido	10.9	23.3	7.8	21.9	1.4	10.3	2.3	8.6	3.8	-1.5	10.9	23.3	9.3	24.5	-1.2	10.3	2.3	10.8	3.4	-1.1
Semestre frío	8.4	13.4	6.6	12.0	1.4	6.6	1.1	6.1	1.7	-0.6	8.4	13.4	9.7	14.6	-1.2	6.6	1.1	8.2	1.8	-0.7
Primavera	9.6	17.8	6.6	16.8	1.0	8.4	1.4	7.0	3.0	-1.6	9.6	17.8	7.4	19.6	-1.8	8.4	1.4	8.6	2.7	-1.3
Verano	12.2	28.8	9.0	27.0	1.8	12.1	3.1	10.2	4.7	-1.6	12.2	28.8	11.2	29.3	-0.5	12.1	3.1	13.1	4.1	-1.0
Otoño	9.8	17.2	7.9	15.3	1.9	8.1	1.4	7.5	1.9	-0.5	9.8	17.2	11.6	17.5	-0.3	8.1	1.4	10.1	2.1	-0.7
Invierno	6.9	9.5	5.4	8.7	0.8	5.1	0.8	4.8	1.5	-0.7	6.9	9.5	7.7	11.7	-2.2	5.1	0.8	6.4	1.4	-0.6

Los valores de esta columna corresponden, en este cuadro y los siguientes hasta el nº 14, a la diferencia entre los valores respectivos del déficit de Saturación (D.S.).

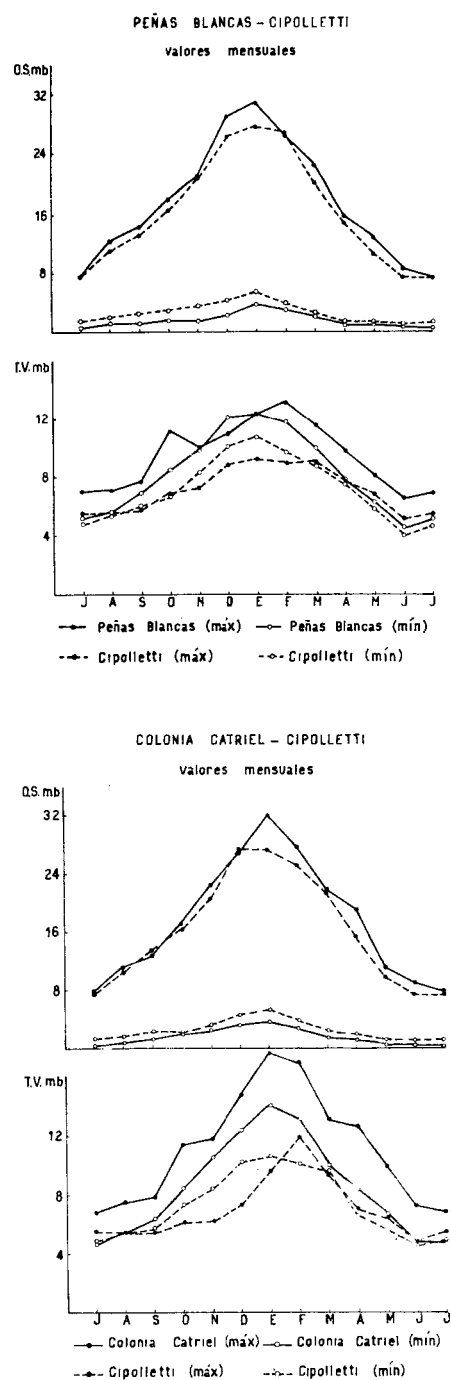


Fig. 24:

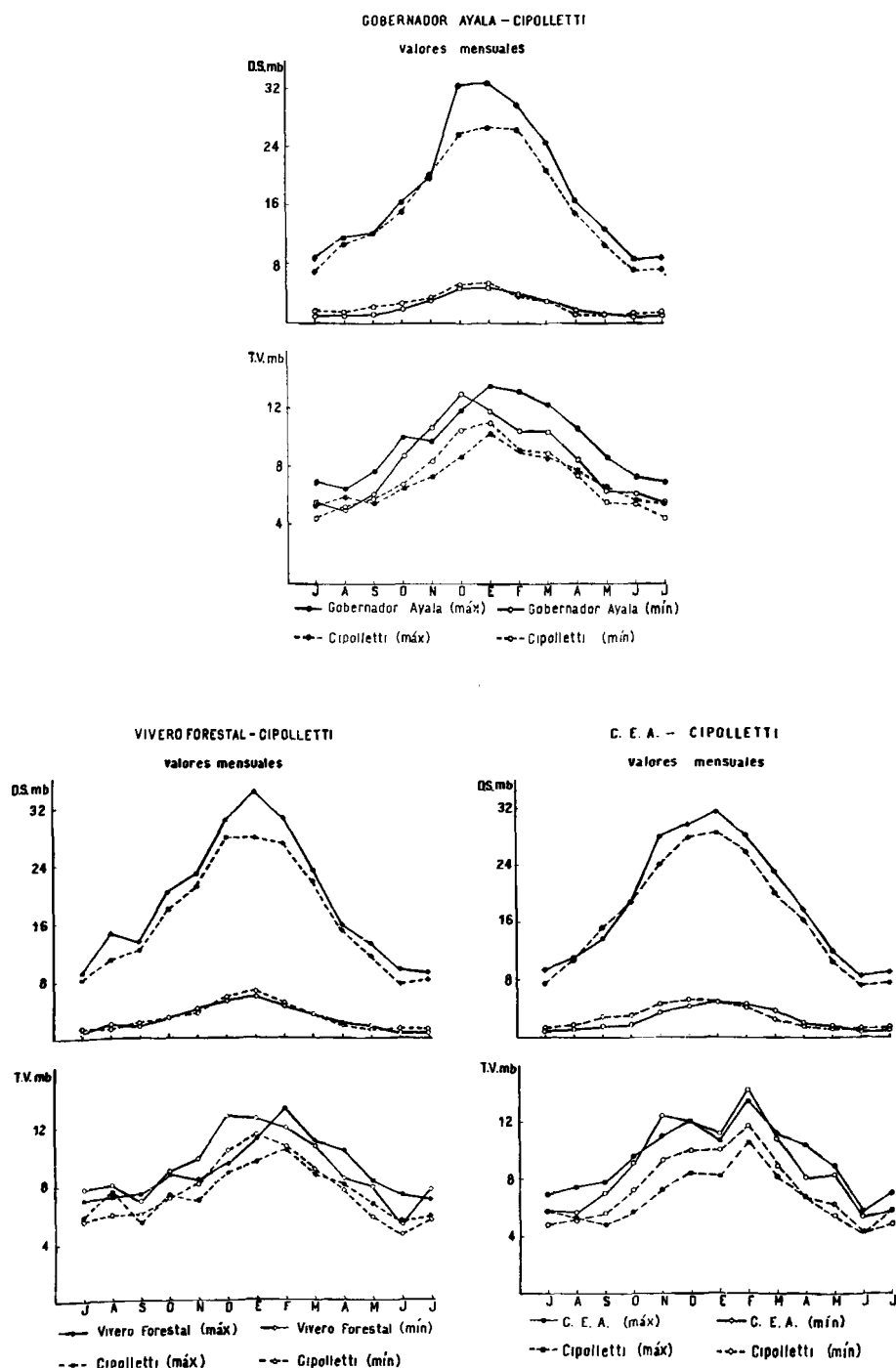


Fig. 24: Valores mensuales del déficit de saturación y de la tensión del vapor en las horas de temperaturas máxima y mínima en las estaciones transitorias del alto valle del río Colorado, comparados con los correspondientes de los mismos días en la estación Cípolletti.

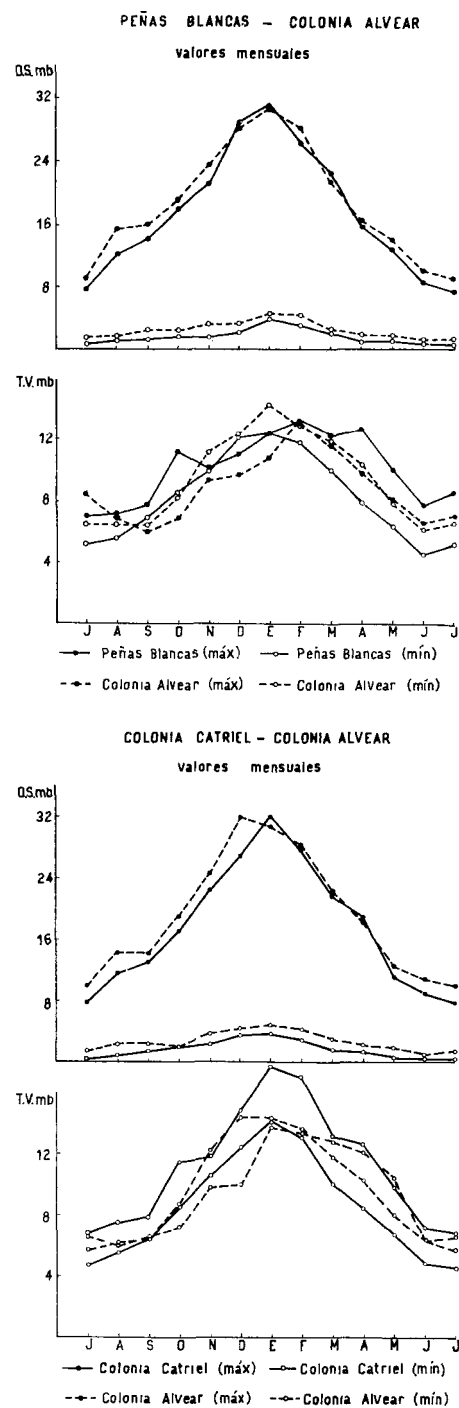


Fig. 25:

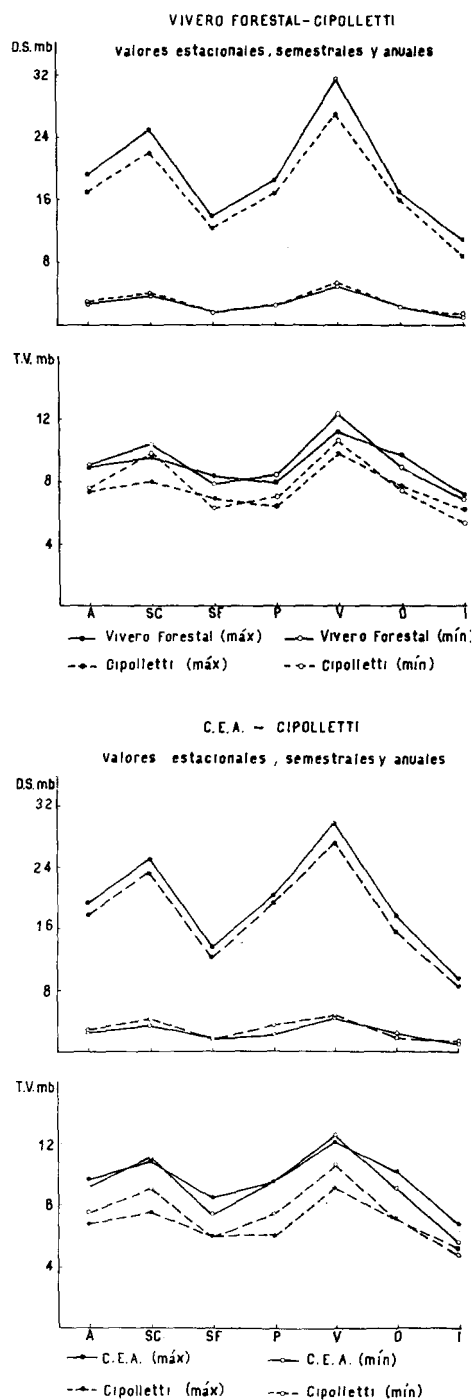


Fig. 26: Valores anuales, semestrales y estacionales del déficit de saturación y de la tensión del vapor en las horas de temperaturas máxima y mínima, promediados en series de días comunes en las estaciones transitorias del alto valle del río Colorado y la estación Cipolletti.

los meses estivales y levemente superiores en el valle regado del río Negro.

Los valores del déficit de saturación más elevados durante el día en el río Colorado, que significan un mayor poder desecante del aire y por lo tanto mayor cantidad de agua para el riego provienen, en buena parte, de las condiciones actuales del suelo superficial del valle. El mayor calentamiento del suelo y del aire durante el día y la mayor turbulencia térmica que ello genera en las capas bajas del aire, analizados previamente, otorgan a estas capas una mayor capacidad para alojar vapor de agua en su masa que en el valle del río Negro, a pesar de que su contenido sea más elevado en valores absolutos. Los valores del déficit de saturación, algo menores, que se experimentan durante las horas nocturnas y de bajas temperaturas, corresponden a la menor capacidad del aire de contener vapor en esas horas y porque las temperaturas nocturnas más bajas en río Colorado llegan con más frecuencia al punto de rocío o nivel de condensación que en el río Negro.

La comparación de los valores de la humedad del aire entre el valle del río Colorado y Colonia Alvear, 360 km más al norte, muestra aspectos diferentes que los señalados en la correspondiente con Cipolletti. Llama la atención, como las diferencias halladas con una región mucho más distante son menores y menos definidas que las anteriores en general.

Los valores de humedad absoluta son semejantes o ligeramente superiores en Colonia Alvear y en ambas se observa el lógico aumento estacional de los valores en los meses cálidos del año. El déficit de saturación en el río Colorado, en una forma semejante que en la comparación anterior, es ligeramente menor que en Colonia Alvear en las horas diurnas en especial durante la primavera, verano e invierno. En las horas de temperaturas más bajas, los valores del déficit de saturación resultan aun más semejantes entre sí y se nota, en ambas regiones, el leve aumento del déficit que ocasionan los meses más cálidos del verano.

Si se tiene en cuenta el régimen de temperaturas que se discutió en los párrafos anteriores, estos hechos contribuyen a demostrar que las masas de aire que se desplazan sobre el alto valle del río Colorado tienen mayor similitud con las de Colonia Alvear que con las del alto valle del río Negro, hipótesis ésta que se formuló como primera aproximación en el capítulo III, de este trabajo.

5. Estructura de la tropósfera baja sobre el área estudiada

Las características locales descriptas en el párrafo anterior, que se pusieron de manifiesto con el análisis de los primeros años de operación de las estaciones transitorias, motivaron el interés de investigar sobre la estructura física de la baja tropósfera en las áreas ya diferenciadas por las estaciones de superficie.

Para ello se planearon y realizaron con avión sondeos en la baja tropósfera, en forma transversal sobre los valles de los ríos Colorado y Negro. Las limitaciones del material y personal disponibles, un avión CESNA 170, dos meteorógrafos SIAP con registro de temperatura, humedad y presión, y dos operadores de vuelo, incluido el autor de este

CUADRO Nº 11. Comparación del contenido de humedad en el aire y el déficit de saturación entre Colonia Catriel, Cipolletti y Colonia Alvear sobre serie de días comunes, (1962—1969).

Meses	Hora de temperatura máxima					Hora de temperatura mínima					Hora de temperatura máxima					Hora de temperatura mínima				
	Col. Catriel		Cipolletti		Dif.	Col. Catriel		Cipolletti		Dif.	Col. Catriel		Col. Alvear		Dif.	Col. Catriel		Col. Alvear		Dif.
	T.V.	D.S.	T.V.	D.S.		T.V.	D.S.	T.V.	D.S.		T.V.	D.S.	T.V.	D.S.		T.V.	D.S.	T.V.	D.S.	
Enero	17.8	32.0	9.6	27.3	4.7	14.1	3.7	10.6	5.2	-1.5	17.8	32.0	13.7	30.5	1.5	14.1	3.7	14.3	4.8	-1.1
Febrero	17.0	27.7	11.9	25.3	2.4	13.1	2.9	10.1	3.9	-1.0	17.0	27.7	13.3	28.2	-0.5	13.1	2.9	13.6	4.3	-1.4
Marzo	13.1	21.8	9.4	21.5	0.3	10.0	1.7	9.6	2.6	-0.9	13.1	21.8	12.8	22.2	-0.4	10.0	1.7	11.8	3.1	-1.4
Abril	12.6	19.1	7.0	15.4	3.7	8.4	1.3	6.6	2.0	-0.7	12.6	19.1	12.1	18.3	0.8	8.4	1.3	10.2	2.1	-0.8
Mayo	9.8	11.1	6.4	10.0	1.1	6.7	0.6	5.6	1.2	-0.6	9.8	11.1	10.4	12.4	-1.3	6.7	0.6	8.0	1.9	-1.3
Junio	7.2	8.9	4.9	7.6	1.3	4.8	0.4	4.5	1.1	-0.7	7.2	8.9	6.3	10.8	-1.9	4.8	0.4	6.2	1.1	-0.7
Julio	6.8	7.8	5.5	7.6	0.2	4.7	0.3	4.9	1.3	-1.0	6.8	7.8	6.6	10.0	-2.2	4.7	0.3	5.7	1.4	-1.1
Agosto	7.5	11.4	5.5	10.4	1.0	5.5	0.9	5.4	1.7	-0.8	7.5	11.4	6.0	14.3	-2.9	5.5	0.9	6.1	2.4	-1.5
Setiembre	7.9	12.8	5.4	13.4	-0.6	6.4	1.4	5.7	2.4	-1.0	7.9	12.8	6.6	14.1	-1.3	6.4	1.4	6.4	2.4	-1.0
Octubre	11.4	17.1	6.1	16.3	0.8	8.5	2.0	7.3	2.3	-0.3	11.4	17.1	7.2	19.1	-2.0	8.5	2.0	8.7	2.0	0.0
Noviembre	11.8	22.3	6.2	20.4	1.9	10.6	2.4	8.4	3.4	-1.0	11.8	22.3	9.8	24.4	-2.1	10.6	2.4	12.2	3.7	-1.3
Diciembre	14.8	26.8	7.3	27.5	-0.7	12.4	3.4	10.2	4.6	-1.2	14.8	26.8	10.0	32.0	-5.2	12.4	3.4	14.4	4.3	-0.9
Anual	11.5	18.2	7.1	16.9	1.3	8.8	1.7	7.4	2.6	-0.9	10.2	18.2	9.6	19.7	-1.5	8.8	1.8	9.8	2.8	-1.0
Semestre cálido	13.4	23.1	7.8	21.7	1.4	10.8	2.6	8.7	3.6	-1.0	13.4	23.1	10.1	24.7	-1.6	10.8	2.6	11.6	3.6	-1.0
Semestre frío	9.5	13.4	6.4	12.1	1.3	6.6	0.9	6.1	1.6	-0.8	9.5	13.4	9.0	14.7	-1.3	6.7	0.9	8.0	2.0	-1.1
Primavera	10.4	17.4	5.9	16.7	0.7	8.5	1.9	7.1	2.7	-0.8	10.4	17.4	7.9	19.2	-1.8	8.5	1.9	9.1	2.7	-0.8
Verano	16.5	28.8	9.6	26.7	2.1	13.2	3.3	10.3	4.6	-1.2	16.5	28.8	12.3	30.2	-1.4	13.2	3.3	14.4	4.5	-1.1
Otoño	11.8	17.3	7.6	15.6	1.7	8.4	1.2	7.3	1.9	-0.7	11.8	17.3	11.8	17.6	-0.3	8.4	1.2	10.0	2.4	-1.2
Invierno	7.2	9.4	5.3	8.5	0.8	5.0	0.5	4.9	1.4	-0.8	7.2	9.4	6.3	11.7	-2.3	5.0	0.5	6.0	1.6	-1.1

CUADRO No 12. Comparación del contenido de humedad en el aire y el déficit de saturación entre Gobernador Ayala, Cipolletti y Colonia Alvear, sobre serie de días comunes, (1962-1969).

Meses	Hora de temperatura máxima					Hora de temperatura mínima					Hora de temperatura máxima					Hora de temperatura mínima				
	Gob. Ayala		Cipolletti		Dif.	Gob. Ayala		Cipolletti		Dif.	Gob. Ayala Col. Alvear		Col. Alvear		Dif.	Gob. Ayala Col. Alvear		Col. Alvear		Dif.
	T.V.	D.S.	T.V.	D.S.		T.V.	D.S.	T.V.	D.S.		T.V.	D.S.	T.V.	D.S.		T.V.	D.S.	T.V.	D.S.	
Enero	13.6	32.9	10.3	26.9	6.0	11.9	4.8	11.1	5.5	-0.7	13.6	32.9	11.9	34.5	-1.6	11.9	4.8	14.2	4.4	0.4
Febrero	13.2	30.0	9.0	26.6	3.4	10.5	3.9	9.2	3.9	0.0	13.2	30.0	11.9	30.3	-0.3	10.5	3.9	12.1	4.4	-0.5
Marzo	12.3	24.8	8.7	21.0	3.8	10.5	3.0	8.9	2.9	0.1	12.3	24.8	11.9	22.0	2.8	10.5	3.0	11.7	2.4	0.6
Abril	10.7	16.8	7.8	15.1	1.7	8.6	1.8	7.5	1.5	0.3	10.7	16.8	11.6	16.9	-0.1	8.6	1.8	9.3	2.3	0.5
Mayo	8.7	12.8	6.7	10.8	2.0	6.4	1.2	5.6	1.3	-0.1	8.7	12.8	8.9	14.3	-1.5	6.4	1.2	7.4	1.5	-0.3
Junio	7.4	8.6	5.8	7.4	1.2	6.2	0.8	5.5	1.4	-0.6	7.4	8.6	7.5	9.2	-0.6	6.2	0.8	6.2	1.1	-0.3
Julio	7.0	9.0	5.5	7.5	1.5	5.6	1.0	4.5	1.6	-0.6	7.0	9.0	7.2	10.2	-1.2	5.6	1.0	5.9	1.4	-0.4
Agosto	6.5	11.8	6.0	11.3	0.5	5.1	1.2	5.4	1.5	-0.3	6.5	11.8	6.2	13.2	-1.4	5.1	1.2	5.7	1.9	-0.7
Setiembre	7.8	12.4	5.6	12.5	0.1	6.2	1.3	5.9	2.3	-1.0	7.8	12.4	6.1	13.8	-1.4	6.2	1.3	6.1	2.1	-0.8
Octubre	10.1	16.6	6.6	15.7	0.9	8.9	1.9	6.9	2.7	-0.8	10.1	16.6	7.2	18.6	-2.0	8.9	1.9	8.6	2.2	-0.3
Noviembre	9.8	20.0	7.4	20.3	-0.3	10.7	3.2	8.5	3.3	-0.1	9.8	20.0	9.5	23.6	-3.6	10.7	3.2	11.2	3.3	-0.1
Diciembre	12.0	32.5	8.8	26.0	6.5	13.1	4.8	10.6	5.1	0.3	12.0	32.5	9.8	31.8	0.7	13.1	4.8	12.5	4.5	-0.3
Anual	9.9	19.0	7.4	16.8	2.3	8.6	2.4	7.5	2.8	-0.3	9.9	19.0	9.1	19.9	-0.8	8.6	2.4	9.2	2.6	-0.2
Semestre cálido	11.1	24.1	7.9	21.3	2.8	10.2	3.3	8.7	3.8	-0.4	11.1	24.1	9.4	30.4	-1.4	10.2	3.3	10.8	3.5	-0.3
Semestre frío	8.7	14.0	6.8	12.2	1.8	7.1	1.5	6.2	1.7	-0.2	8.7	14.0	8.9	14.3	-0.3	7.1	1.5	7.7	1.8	-0.1
Primavera	9.2	16.3	6.5	16.2	0.2	8.6	2.1	7.1	2.8	-0.6	9.2	16.3	7.6	18.7	-2.3	8.6	2.1	8.6	2.5	-0.4
Verano	12.9	31.8	9.4	26.5	5.3	11.8	4.5	10.3	4.8	-0.1	12.9	31.8	11.2	32.2	-0.4	11.8	4.5	12.9	4.4	-0.1
Otoño	10.6	16.3	7.7	15.6	2.5	8.5	2.0	7.3	1.9	0.1	10.6	12.7	10.8	17.7	0.4	8.5	2.0	9.5	2.1	0.3
Invierno	7.0	9.8	5.8	8.7	1.1	5.6	1.0	5.1	1.5	-0.5	7.0	9.8	7.0	10.9	-1.1	5.6	1.0	5.9	1.5	-0.5

CUADRO Nº 13. Comparación del contenido de humedad en el aire y el déficit de saturación entre Colonia 25 de Mayo (Vivero Forestal), Cipolletti y Colonia Alvear sobre serie de días comunes, (1962—1969).

Meses	Hora de temperatura máxima					Hora de temperatura mínima					Hora de temperatura máxima					Hora de temperatura mínima				
	Col. 25 Mayo Cipolletti					Col. 25 Mayo Cipolletti					Col. 25 Mayo Col. Alvear					Col. 25 Mayo Col. Alvear				
	T.V.	D.S.	T.V.	D.S.	Dif.	T.V.	D.S.	T.V.	D.S.	Dif.	T.V.	D.S.	T.V.	D.S.	Dif.	T.V.	D.S.	T.V.	D.S.	Dif.
Enero	11.0	33.9	9.4	27.4	6.5	12.4	5.7	11.3	6.2	-0.5	11.0	33.9	12.7	32.0	1.9	12.4	5.7	13.9	4.4	0.7
Febrero	13.1	30.3	10.3	26.7	3.6	11.8	4.3	10.4	4.5	-0.2	13.1	30.3	12.8	29.8	0.5	11.8	4.3	14.1	3.9	0.4
Marzo	10.9	23.0	8.6	21.6	1.4	10.5	3.2	8.9	3.1	0.1	10.9	23.0	11.0	21.7	1.3	10.5	3.2	10.7	3.2	0.0
Abril	10.2	15.6	7.9	14.9	0.7	8.3	1.9	7.5	1.8	0.1	10.2	15.6	12.8	16.6	-1.0	8.3	1.9	10.5	1.9	0.0
Mayo	8.1	12.7	6.6	11.3	1.4	7.8	1.6	5.7	1.3	0.3	8.1	12.7	9.7	14.6	-1.9	7.8	1.6	7.7	1.4	0.2
Junio	7.2	9.3	5.4	7.5	1.8	5.2	0.7	4.5	1.3	-0.6	7.2	9.3	7.0	10.0	-0.7	5.2	0.7	5.7	1.2	-0.5
Julio	6.9	8.9	5.8	7.9	1.0	7.6	0.8	5.5	1.3	-0.5	6.9	8.9	7.4	10.7	-1.8	7.6	0.8	5.9	1.1	-0.3
Agosto	7.2	14.2	7.4	10.7	3.5	7.9	1.9	5.9	1.3	0.6	7.2	14.2	6.1	14.2	0.0	7.9	1.9	5.5	1.9	0.0
Setiembre	7.3	13.1	5.3	12.0	1.1	6.8	1.7	5.9	2.0	-0.3	7.3	13.1	7.5	13.7	-0.6	6.8	1.7	6.8	2.0	-0.3
Octubre	8.6	19.9	7.2	17.5	2.4	8.8	2.6	7.1	2.6	0.0	8.6	19.9	7.5	18.3	1.6	8.8	2.6	9.1	2.0	0.6
Noviembre	8.2	22.4	6.8	20.6	1.8	9.7	3.9	8.0	3.6	0.3	8.2	22.4	9.4	23.6	-1.2	9.7	3.9	11.2	3.7	0.2
Diciembre	9.4	30.0	8.7	27.4	2.6	12.6	5.2	10.2	5.4	-0.2	9.4	30.0	11.8	31.1	-1.1	12.6	5.2	12.4	5.1	0.1
Anual	9.0	19.4	7.4	17.1	2.3	9.1	2.8	7.6	2.9	-0.1	9.0	19.4	9.6	19.7	-0.3	9.1	2.8	9.4	2.7	0.1
Semestre cálido	9.6	24.9	8.0	21.9	3.0	10.4	3.9	8.8	4.0	-0.1	9.6	24.9	10.3	24.8	0.2	10.4	3.9	11.2	3.6	0.3
Semestre frío	8.4	14.0	6.9	12.3	1.6	7.9	1.7	6.3	1.7	0.0	8.4	14.0	9.0	14.6	-0.7	7.9	1.7	7.7	1.8	-0.1
Primavera	8.0	18.5	6.4	16.7	1.8	8.4	2.7	7.0	2.7	0.0	8.0	18.5	8.1	18.5	-0.1	8.4	2.7	9.0	2.6	0.2
Verano	11.2	31.4	9.5	27.2	4.2	12.3	5.1	10.6	5.4	-0.3	11.2	31.4	12.4	31.0	0.4	12.3	5.1	13.5	4.5	0.4
Otoño	9.7	17.1	7.7	15.9	1.2	8.9	2.2	7.4	2.1	0.2	9.7	17.1	11.2	17.6	-0.5	8.9	2.2	9.6	2.2	0.1
Invierno	7.1	10.8	6.2	8.7	2.1	6.9	1.1	5.3	1.3	-0.2	7.1	10.8	6.8	11.6	-0.8	6.9	1.1	5.7	1.4	-0.3

CUADRO N° 14. Comparación del contenido de humedad en el aire y el déficit de saturación entre Centro Experimental Agrícola (C.E.A.), Cipolletti y Colonia Alvear sobre serie de días comunes, (1962-1969).

Meses	Hora de temperatura máxima					Hora de temperatura mínima					Hora de temperatura máxima					Hora de temperatura mínima				
	C.E.A.		Cipolletti			C.E.A.		Cipolletti			C.E.A.		Col. Alvear			C.E.A.		Col. Alvear		
	T.V.	D.S.	T.V.	D.S.	Dif.	T.V.	D.S.	T.V.	D.S.	Dif.	T.V.	D.S.	T.V.	D.S.	Dif.	T.V.	D.S.	T.V.	D.S.	Dif.
Enero	10.7	31.5	8.2	28.5	3.0	11.2	4.7	10.0	4.8	-0.1	10.7	31.5	13.6	30.8	0.7	11.2	4.7	13.8	4.1	0.6
Febrero	13.5	28.2	10.6	25.8	2.4	14.2	4.4	11.7	4.2	0.2	13.5	28.2	15.4	26.8	1.4	14.2	4.4	12.2	2.8	1.6
Marzo	11.2	23.1	8.2	20.1	3.0	10.8	3.6	9.0	2.5	1.1	11.2	23.1	12.4	22.4	0.7	10.8	3.6	11.2	3.8	-2.2
Abril	10.4	17.9	6.8	16.4	1.5	8.1	2.0	6.8	1.6	0.4	10.4	17.9	13.3	17.1	0.8	8.1	2.0	10.3	2.0	0.0
Mayo	8.9	12.0	6.3	10.7	1.3	8.3	1.6	5.5	1.2	0.4	8.9	12.0	10.6	14.2	-2.2	8.3	1.6	8.0	1.5	0.1
Junio	5.8	8.6	4.4	7.3	1.3	5.4	0.8	4.3	1.3	-0.5	5.8	8.6	7.0	9.6	-1.0	5.4	0.8	6.3	1.0	-0.2
Julio	7.0	9.0	5.8	7.6	1.4	5.8	0.9	4.9	1.3	-0.4	7.0	9.0	6.6	10.9	-1.9	5.8	0.9	6.0	1.3	-0.4
Agosto	7.5	11.2	5.3	10.8	0.4	5.7	1.2	5.2	1.7	-0.5	7.5	11.2	5.9	14.5	-3.3	5.7	1.2	6.4	2.1	-0.9
Setiembre	7.8	13.8	4.9	15.3	1.5	7.0	1.5	5.7	2.7	-1.2	7.8	13.8	5.5	17.9	-4.1	7.0	1.5	6.9	2.2	-0.7
Octubre	9.6	19.0	5.7	18.8	0.2	9.1	1.7	7.2	3.0	-1.3	9.6	19.0	8.1	22.7	-3.7	9.1	1.7	9.4	3.2	-1.5
Noviembre	11.0	28.1	7.3	24.1	4.0	12.4	3.4	9.3	4.6	-1.2	11.0	28.1	10.4	30.8	-2.7	12.4	3.4	12.7	2.6	0.8
Diciembre	12.0	29.7	8.4	27.9	1.8	12.0	4.2	10.0	5.2	-1.0	12.0	29.7	12.0	34.4	-4.7	12.0	4.2	13.7	5.2	-1.0
Anual	9.6	19.3	6.8	17.8	1.6	9.2	2.5	7.5	2.8	-0.3	9.6	19.3	10.0	21.0	-1.7	9.2	2.5	9.7	2.6	-0.2
Semestre cálido	10.8	25.0	7.5	23.4	1.6	11.0	3.3	9.0	4.1	-0.8	10.8	25.0	10.8	27.2	-2.2	11.0	3.3	11.4	3.4	-0.1
Semestre frío	8.5	13.6	6.1	12.2	1.4	7.4	1.7	6.0	1.6	0.1	8.5	13.6	9.3	14.8	-1.2	7.4	1.7	8.0	1.9	-0.2
Primavera	9.5	20.3	6.0	19.4	0.9	9.5	2.2	7.4	3.4	-1.2	9.5	20.3	8.0	23.8	-3.5	9.5	2.2	9.7	2.7	-0.5
Verano	12.1	29.8	9.1	27.4	2.4	12.5	4.4	10.6	4.7	-0.3	12.1	29.8	13.7	30.7	-0.9	12.5	4.4	13.2	4.0	0.4
Otoño	10.2	17.7	7.1	15.7	2.0	9.1	2.4	7.1	1.8	0.6	10.2	17.7	12.1	17.9	-0.2	9.1	2.4	9.8	2.4	0.0
Invierno	6.8	9.6	5.2	8.6	1.0	5.6	1.0	4.8	1.4	-0.4	6.8	9.6	6.5	11.7	-2.1	5.6	1.0	6.2	1.5	-0.5

trabajo, impidieron realizar sondeos en un número de veces mayor y en forma simultánea sobre los dos valles. Para obviar consecuencias de estas limitaciones se trataron de realizar los sondeos en un día típico de verano y otro de invierno, que pudieran considerarse representativos de estas dos importantes y contrastadas estaciones del año.

Para evitar que la falta de simultaneidad de los sondeos pudiera introducir en los resultados de la experiencia una tendencia equívoca que contribuyera a modificar las diferencias que se deseaban comprobar, estos se hicieron de modo de contrarrestar esa tendencia. Así, teniendo en cuenta que la máxima turbulencia térmica se produce en las primeras horas después del medio día y que ésta es mayor en la región del río Colorado por las condiciones de estepa árida de su superficie, el sondeo de verano se realizó entre las 11.35 y 13.00 horas sobre el río Negro y las 16.20 y 17.40 horas sobre el río Colorado. Para el sondeo de invierno, en cambio, se eligió un día con fuerte inversión térmica en Río Colorado y el sondeo se realizó entre las 8.15 y 9.30 horas sobre el río Negro y entre las 12.30 y 14.00 horas sobre el río Colorado. De esta manera, cabía esperar que las diferencias halladas en las capas del aire cercano al suelo fueran menores que las reales. En los dos valles se hicieron repetidos vuelos de inspección para elegir la línea transecta de sobrevuelo en ambos sondeos y los puntos de referencias concretos de la superficie. Sobre el río Colorado la transecta cruzó el valle sobre la planicie a regar en su parte más ancha y en dirección SW—NE, sobre una picada topográfica de cateo de petróleo y con referencias de un salar en el extremo norte y una barda roja en el sur. En el río Negro la línea de vuelo de dirección N—S fue próxima a la localidad de Fuerte General Roca entre Paso Córdoba, en el sur y la estación de bombeo de YPF, en el norte. Se hicieron de 4 a 6 cruces a distintas alturas entre 100 y 2.500 m, según el caso.

a) Sondeo en verano

El sondeo del día típico de verano se realizó el 7/XII/1965. La situación sinóptica que se muestra en la fig 28, indica que el día 6/XII culminaba una situación típica de verano con el desarrollo y la actividad de un marcado centro de baja presión térmica en el NW del país que, complementada por el flujo del flanco occidental del centro de alta presión del atlántico sur, producía una importante entrada de aire tropical marítimo por el N—NE del país. La zona de los altos valles de los ríos Colorado y Negro se encontró ese día bajo una actividad frontal no muy pronunciada consecuente del encuentro de aquella masa de aire subtropical con otra de origen subpolar que penetraba en el país desde el W por el flanco sur del anticiclón del Pacífico sur. El cielo permaneció nublado y seminublado en la región el día 6/XII/1965.

Al día siguiente 7/XII/1965, con el avance de los fenómenos frontales hacia el NE ocurrieron precipitaciones típicas de este carácter en el litoral argentino en las provincias de Córdoba, Santa Fe y Entre Ríos. El cielo se encontraba despejado en la región de estudio aun cuando los vientos en superficie fueron de 20—25 km h⁻¹ del SW. El fuerte viento y su dirección se pudo confirmar hasta la altura del vuelo en el derrotero y la velocidad del

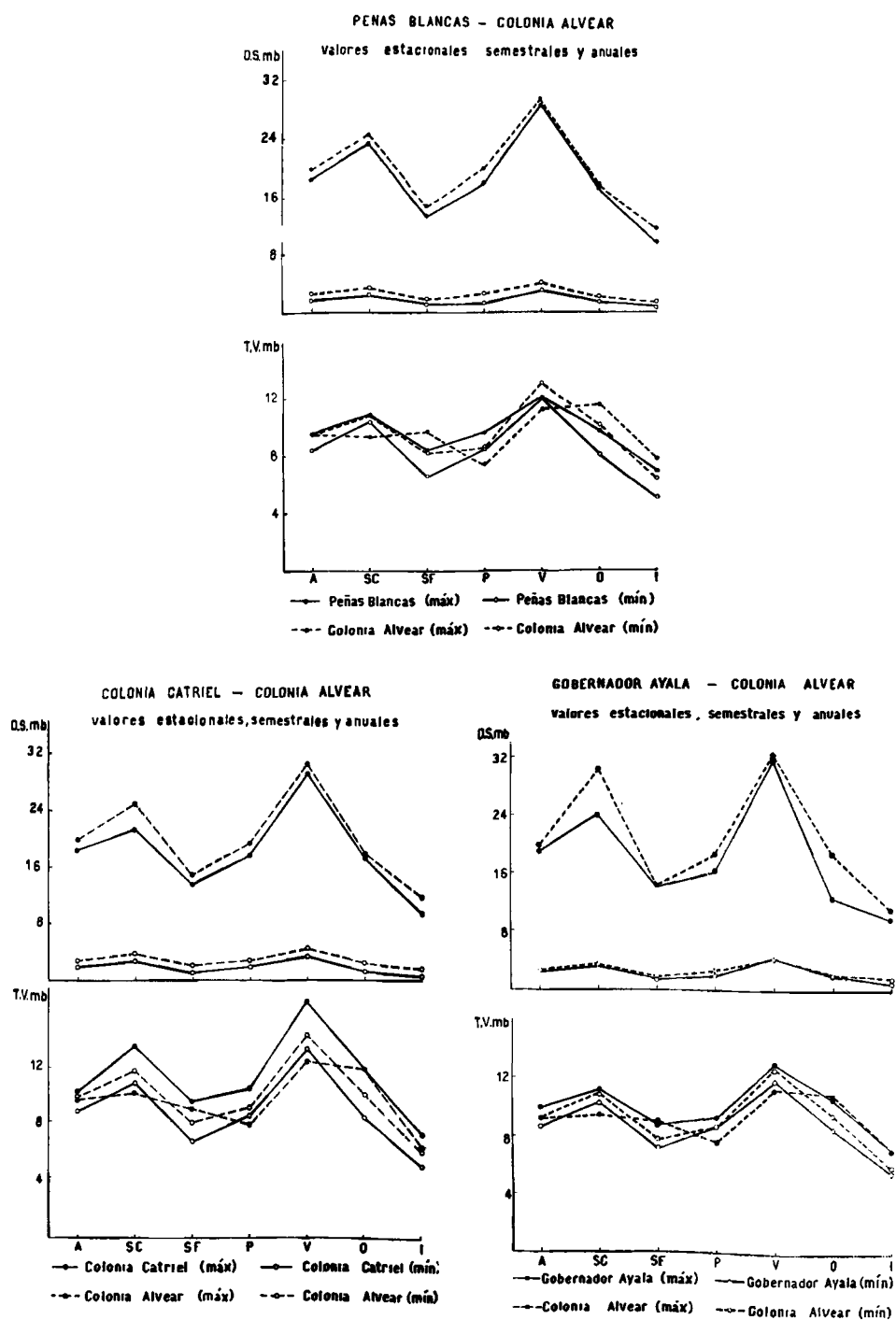


Fig. 27:

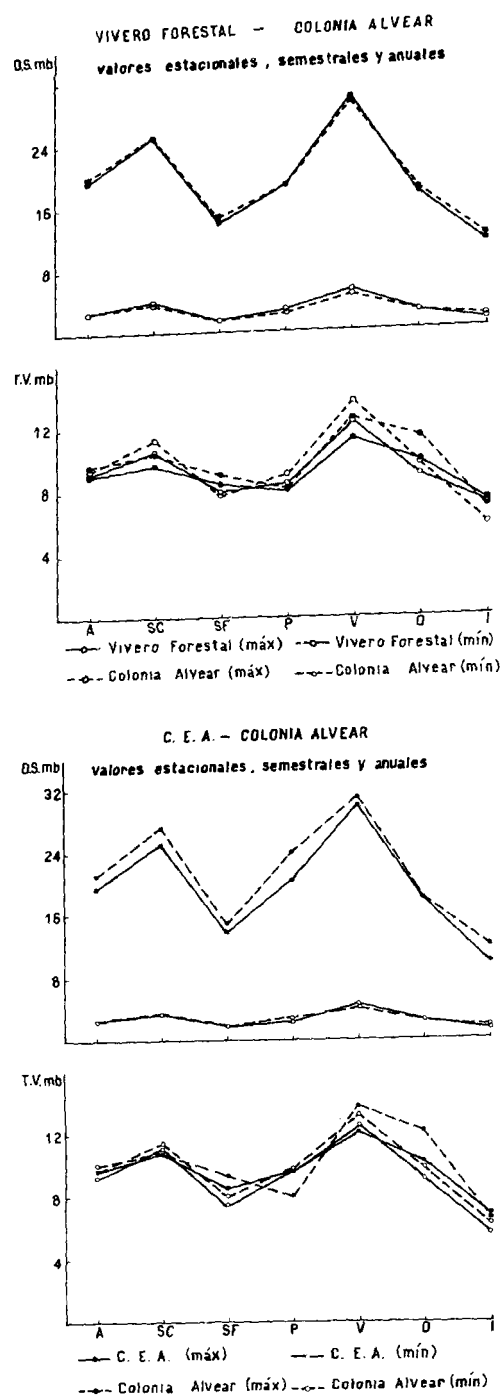


Fig. 27: Valores anuales, semestrales y estacionales del déficit de saturación y de la tensión del vapor en las horas de temperaturas máxima y mínima, promediados en series de días comunes en las estaciones transitorias del alto valle del río Colorado y la estación Colonia Alvear.

avión en los cruces sobre los ríos Colorado y Negro. Los valores de los diferentes elementos de la estructura del campo de las temperatura y de la humedad sobre los valles estudiados se presentan en los gráficos de la fig. 28.

El día 8/XII/1965, el considerable aflujo de aire subantártico que determinó la situación sinóptica de los días anteriores y el enfriamiento adicional provocado por los fenómenos de condensación y precipitación frontal en buena parte del litoral argentino, originó la formación de una alta presión relativa sobre el continente con un núcleo de 1016 mbs sobre las provincias de Buenos Aires y Córdoba. La baja presión térmica continental desaparecía casi totalmente dejando en su lugar una ligera vaguada sobre las provincias cordilleranas entre Jujuy y Mendoza. Se cerró así un ciclo de tiempo típico de la estación estival en la mitad norte del país.

i) Campo de la temperatura

Se comprobó que la temperatura de la masa de aire en la baja tropósfera es superior en el río Colorado, a pesar que el sondeo se realizó entre las 16.20 y 17.40 horas en este valle, y del fuerte y sostenido flujo de aire desde el SW. Hasta los 1.000 m de altura la diferencia fue aproximadamente de 4°C y de allí hasta los 1.800 m disminuyó hasta 2°C. Esto puede ser debido a la influencia de la masa de aire subtropical del día anterior mezclado en parte con el aire más frío del SW que dinámicamente trató de reemplazarla y, en su porción más baja, por la transformación que sufre la masa fría al desplazarse hacia el NE sobre un suelo cada vez más caliente. Aun cuando estos dos efectos no son de fácil valoración individual, con la observación realizada se pueden señalar otros dos efectos importantes que surgen de la observación de la estructura del campo térmico presentada en los gráficos N°s 29 y 30.

En primer término se nota que las hipsoisotermas sobre el río Colorado son aproximadamente horizontales y paralelas, tanto sobre el valle como sobre las planicies vecinas al valle, mientras que por encima del valle del río Negro descienden sobre su porción regada y tienden a ascender cuando esta termina y comienzan las condiciones de estepa árida de la meseta patagónica. Esta estructura evidencia un efecto de enfriamiento sobre la región regada que se extiende hasta los 1.400 m de altura, debido a la modificación local de los elementos que componen el balance de energía. Estos son, como se explica con más detalle en IV, 1, una absorción mayor por el suelo de la energía disponible del balance de radiación (R) como consecuencia de la disminución del albedo (r) que origina la superficie con vegetación húmeda; el aumento de la evapotranspiración (LE) y fotosíntesis (F); y el aumento de la capacidad de almacenaje de energía del suelo (S), por el incremento de su densidad aparente (ρ), calor específico (C) y conductibilidad (λ) de su capa superficial. Todas estas formas de disipación restan energía disponible del balance (R) para el calentamiento de la superficie del suelo y su transformación en calor sensible (A) que de otro modo la difusión turbulenta transportaría hacia la alta atmósfera. La

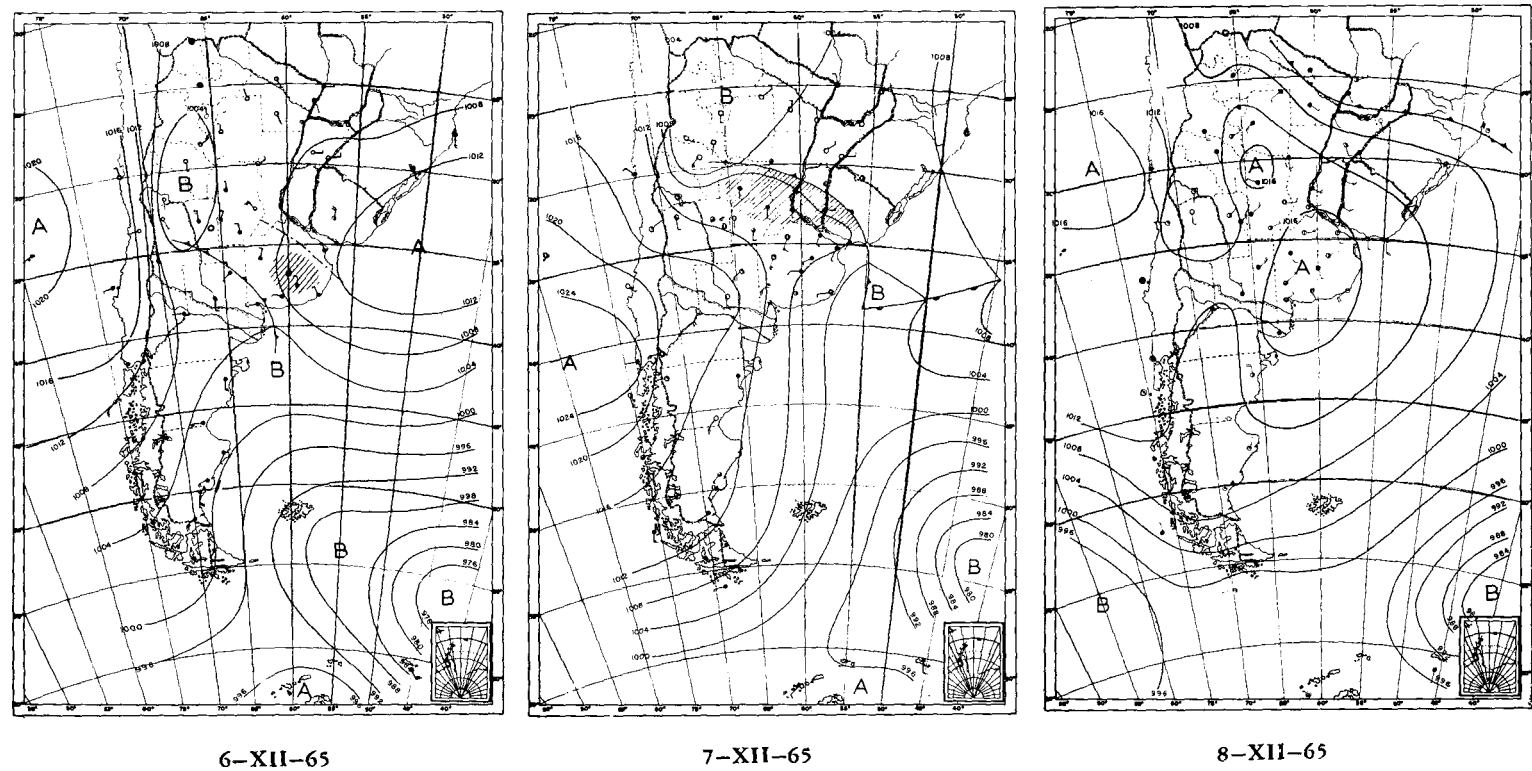


Fig. 28: Evolución del estado sinóptico del tiempo en los sondeos de verano sobre los altos valles de los ríos Colorado y Negro, 7-XII- 1965.

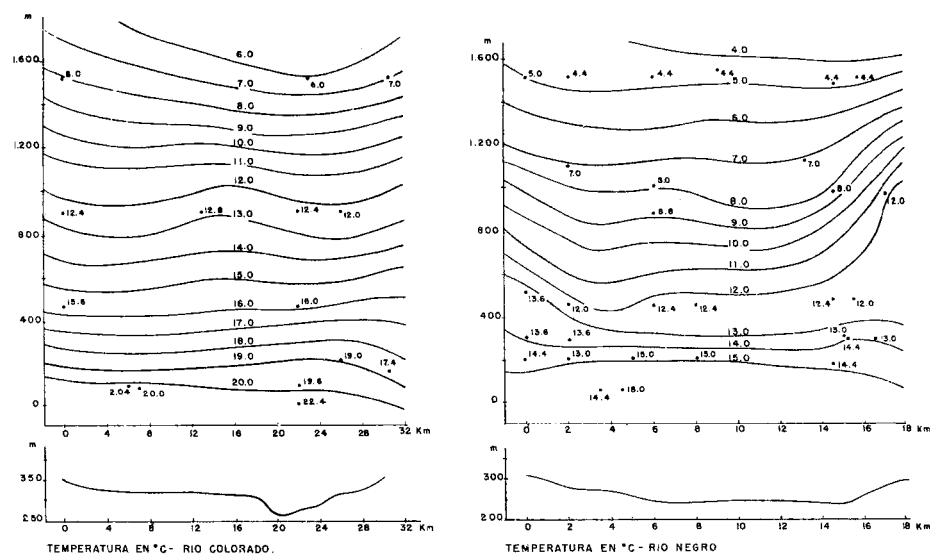


Fig. 29: Hipsotermas sobre los altos valles de los ríos Colorado y Negro en un día de verano, 7-XII-1965.

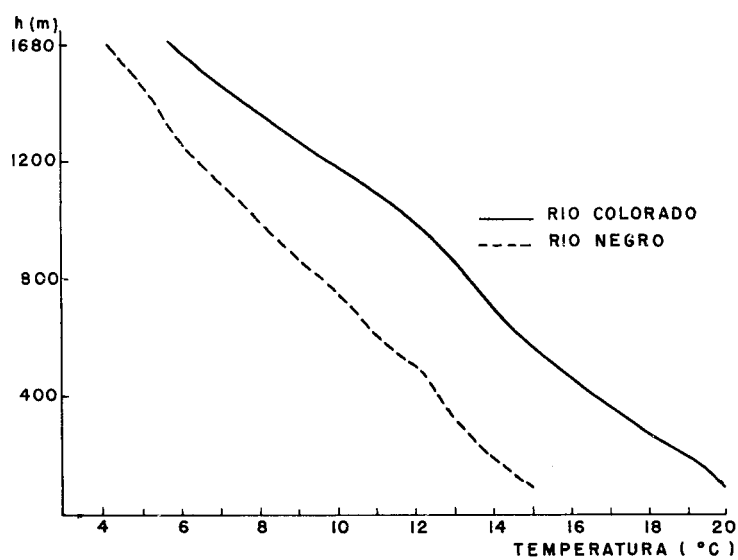


Fig. 30: Gradiente vertical de la temperatura en la capa más baja de la atmósfera sobre el centro de los altos valles de los ríos Colorado y Negro en un día de verano, 7-XII-1965.

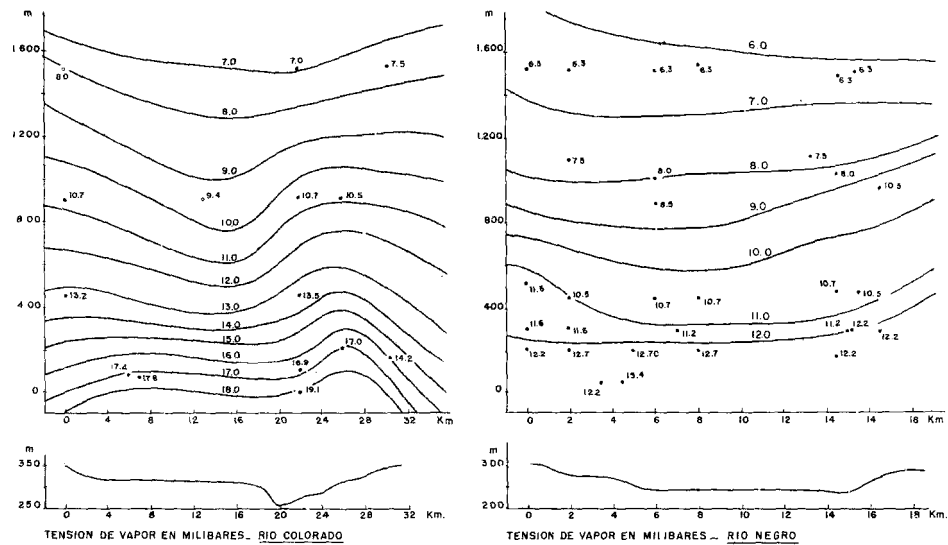


Fig. 31: Hipsoisopletas de la humedad específica sobre el centro de los altos valles de los ríos Colorado y Negro en un día de verano, 7-XII-1965.

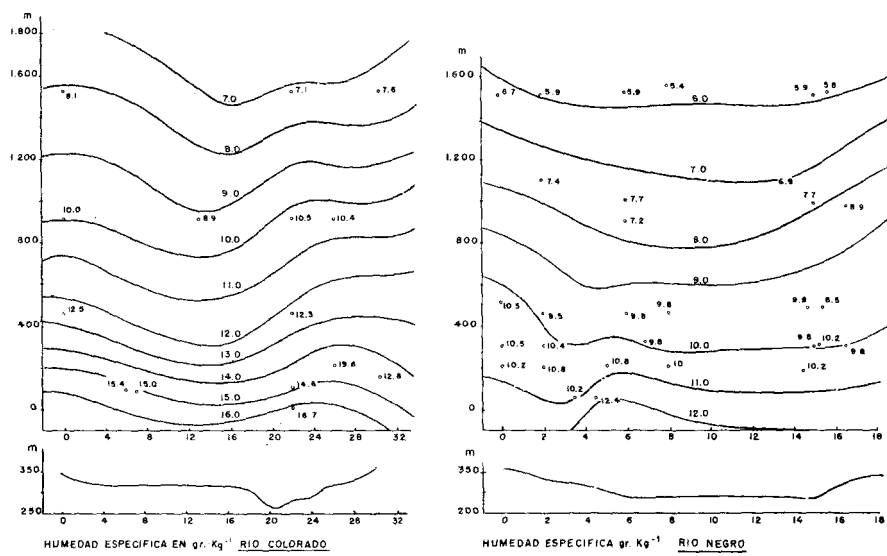


Fig. 32: Hipsoisopletas de la tensión del vapor sobre el centro de los altos valles de los ríos Colorado y Negro en un día de verano, 7-XII-1965.

uniformidad de la distribución de la temperatura sobre el valle del río Colorado y las planicies adyacentes indica, en cambio, la influencia preponderante de las características de estepa árida, de tales superficies, sobre la temperatura de la atmósfera adyacente y la escasa importancia de las irregularidades del relieve sobre este elemento.

Las temperaturas máximas diarias de superficie, más elevadas en el río Colorado que en el río Negro, cuyos valores promedios se comentaron en el IV, 2, también tienen su confirmación en la aeromasa que cubre la región.

El segundo aspecto interesante de observar en el sondeo realizado en verano es la magnitud del gradiente de temperatura en relación con la estabilidad de la masa de aire que de él resulta. En la fig 30 que representa la comparación del gradiente de la temperatura de la masa de aire sobre los ríos Negro y Colorado se pueden distinguir dos capas: la primera más cercana al suelo entre 100 y 800 m sobre el valle regado del río Negro es una capa más estable por su menor gradiente. En efecto, en el centro del valle del río Negro, en las horas del mediodía (muy próximas al gradiente máximo) entre ambos niveles se registró una diferencia de 5.2°C lo que representa un gradiente $\left(\frac{dT}{dz}\right)$ de $-0.74^{\circ}\text{C hm}^{-1}$; mientras que la misma

capa sobre el río Colorado entre las 16 y 17 horas, algo más tarde de la hora que puede suponerse de máxima inestabilidad, registró una diferencia de 6.5°C o sea un gradiente de $-0.93^{\circ}\text{C hm}^{-1}$.

En la capa superior entre los 800 y 1.800 m el gradiente, en cambio, fue algo menor que en la capa baja sobre el río Negro $-0.70^{\circ}\text{C hm}^{-1}$ ($\Delta 5.6^{\circ}\text{C}$), mientras que sobre el río Colorado se mostró levemente mayor $-0.96^{\circ}\text{C hm}^{-1}$ ($\Delta 7.7^{\circ}\text{C}$). En síntesis, estos hechos ponen de manifiesto una masa de aire más inestable y turbulenta sobre el río Colorado que sobre el valle regado del río Negro.

ii) Condiciones de humedad

Si se examinan las fig. 31 y 32 se puede apreciar que el contenido de humedad es también mayor en la masa de aire sobre el río Colorado que en la que se mantiene sobre el río Negro. Tanto los valores de la tensión de vapor como de la humedad específica son superiores en Río Colorado en todos los niveles explorados. La tensión de vapor llega así a mostrar una diferencia de 4.5 mb cerca de la superficie que disminuye con la altura hasta 1.5 mb a los 1.600 m. La humedad específica, que es un valor de comparación más útil, porque es independiente del volumen del aire y por lo tanto de la altura (presión), indica valores más constantes en esta diferencia. Así, sobre la superficie ésta es de 3.5 gr kg^{-1} mientras que a 1.600 m es de 1.0 gr kg^{-1} mayor en Río Colorado. Los resultados de este único sondeo de un día típico estival concuerdan con los valores promedio de muchas observaciones, realizadas en estaciones de superficie, según las cuales la humedad absoluta en las horas diurnas, en esta época del año, es superior en Río Colorado como se comentó en IV, 4.

Si se analiza la distribución de las isolíneas del contenido de humedad en el aire sobre los valles estudiados (figs. 31 y 32) se pueden señalar algunas

características interesantes. En primer término es posible, en cierto modo, relacionar su forma con las fuentes de evaporación permanentes de la superficie del suelo. En el río Colorado, las isolíneas de la tensión de vapor y la humedad específica más o menos paralelas presentan una inflexión algo marcada sobre el cauce del río que resulta más notable sobre la primera de estas expresiones de humedad. Sobre el valle del río Negro, en cambio, las isolíneas siguen aproximadamente la forma del valle, es decir que los valores de la concentración de la humedad bajan sobre la parte central del valle regado y tienden a aumentar sobre sus extremos, los cuales coinciden con el paso de dos importantes y permanentes fuentes de evaporación: el río y el canal matriz de riego.

Si se tiene en cuenta los gradientes de humedad específica se constata que donde estos alcanzan su mayor magnitud, en la capa de 0–500 m, sus valores son $-0.54 \text{ gr kg}^{-1} \text{ hm}^{-1}$ ($\Delta 2.7 \text{ gr kg}^{-1}$) en Río Negro y $-0.90 \text{ gr kg}^{-1} \text{ hm}^{-1}$ ($\Delta 4.5 \text{ gr kg}^{-1}$), en Río Colorado. En la capa superior, 500–1.600 m, donde sus valores son menores, estos alcanzan a $-0.37 \text{ gr kg}^{-1} \text{ hm}^{-1}$ ($\Delta 3.8 \text{ gr kg}^{-1}$) en Río Negro y -0.37 gr kg^{-1} ($\Delta 4.0 \text{ gr kg}^{-1}$) en Río Colorado. Los mayores valores absolutos del gradiente de la humedad específica en Río Colorado, especialmente en la capa de 0–400 m de altura de la masa de aire y del gradiente de temperatura que le confiere una mayor inestabilidad, significan una mayor difusión de vapor en la atmósfera y consecuentemente una mayor evaporación y evapotranspiración potencial desde las superficies con agua disponible. (Fig. 33).

En la fig 34, se puede apreciar la distribución de la humedad relativa con la altura. Las estructuras de los campos de la temperatura y del contenido de vapor de agua determinan las características de la humedad relativa, que en cierto modo es un indicador indirecto del nivel de saturación y de condensación del vapor de agua. Se observa así, que la masa de aire sobre el río Colorado presenta una humedad relativa uniforme en toda su extensión, de alrededor de 36 a 37 o/o, mientras que sobre el río Negro de 38 o/o en la superficie del suelo va en aumento con la altura hasta casi 50 o/o a 1.600 m. Por lo menos en esta experiencia la capa superior de la atmósfera explorada sobre el río Colorado se ha mostrado menos próxima a la saturación que sobre el río Negro. (Fig. 35).

b) Sondeo de invierno

El sondeo en un día típico de invierno se realizó el 15 de julio de 1965. La evolución del estado del tiempo se puede apreciar en la fig 36. El día anterior al sondeo, 14/VII, reinaba sobre el centro y norte del país un potente centro de alta presión con un núcleo de 1032 mb que dejaba en baja presión relativa extensas áreas de los océanos Atlántico y Pacífico. Sobre la Patagonia una faja con pronunciado gradiente de baja presión originó un fuerte flujo de aire del Pacífico sur de dirección W y NW.

El día 15 de julio se inició con una disminución en la potencia del anticiclón continental que originó condiciones de calma y cielo claro especialmente en el oeste y centro del país y por lo tanto de fuerte radiación. Al propio tiempo la faja de bajas presiones sobre la Patagonia

aumentó su potencia extraordinariamente y como consecuencia del fuerte flujo del W se produjeron precipitaciones generales a todo lo largo de la costa del Pacífico. La carta del tiempo de la fig 36 corresponde a la situación de ese día a las 9.00 hs, mientras se desarrollaba el sondeo sobre el valle del río Negro.

El día 16 de julio de características semejantes a los anteriores, se distinguió por un debilitamiento de la alta presión continental y al mismo tiempo del sistema de baja presión que cubrió la Patagonia.

i) Campo de la temperatura

En la fig 37 se puede apreciar la distribución de la temperatura con la altura en toda la amplitud del espacio examinado de los dos valles. Se comprueba que la parte superior de la masa de aire, por encima de los 2.000 m de altura, tiene temperaturas superiores sobre el río Colorado y su diferencia con respecto a la misma capa sobre el río Negro es de 2 a 4° C. Por debajo de esta altura se nota en la atmósfera sobre ambos valles una tendencia a la inversión térmica, cuyas características particulares pueden vincularse al momento del sondeo, al drenaje del aire frío sobre el relieve terrestre y a las características físicas de la superficie del suelo que la sustenta. En el valle del río Colorado, en toda la extensión de la planicie regable y a pesar de la hora del sondeo, se observa una fuerte inversión con un techo superior a 10°C en los 400 m de altura y una temperatura de 7°C sobre la superficie. En el extremo sur del valle, sobre el albardón del río, el techo de la inversión de 11°C se encuentra desplazado hacia los 2.000 m de altura y la temperatura en superficie es algo inferior a los 6°C.

Sobre el valle del río Negro, las temperaturas de superficie fueron algo superiores a 8°C sobre el valle regado a pesar de la estación; bastante uniforme hasta los 1.000 m; y con una débil inversión por encima de este nivel, que formó un techo de 9°C a los 1.300 m de altura. Hacia la planicie, en el extremo norte del valle, la inversión se mostró con más nitidez e intensidad con unos 7°C sobre la superficie y un techo de 10°C en los 1.000 m de altura. La fig 38 ilustra un perfil vertical de temperatura sobre el centro del valle que confirma lo descripto anteriormente.

Los resultados de este sondeo concuerdan con las observaciones de temperatura mínima de superficie de estaciones locales cuyos promedios de varios años de temperaturas mínimas diarias y de mínimas de días con helada, mostraron ser más bajos en el valle del río Colorado que en el del río Negro. Pero al mismo tiempo, esta experiencia muestra que la temperatura de la masa de aire en altura es superior a la del valle del río Negro y que por lo tanto contiene más energía. Con ello se comprueba también en qué magnitud la temperatura de aire cercano al suelo depende de las condiciones físicas de su superficie y puede deducirse que una modificación de la misma, como la obtenida en el valle del río Negro, podría originar un régimen de heladas más favorable aun para la agricultura, que el que actualmente domina en ese valle.

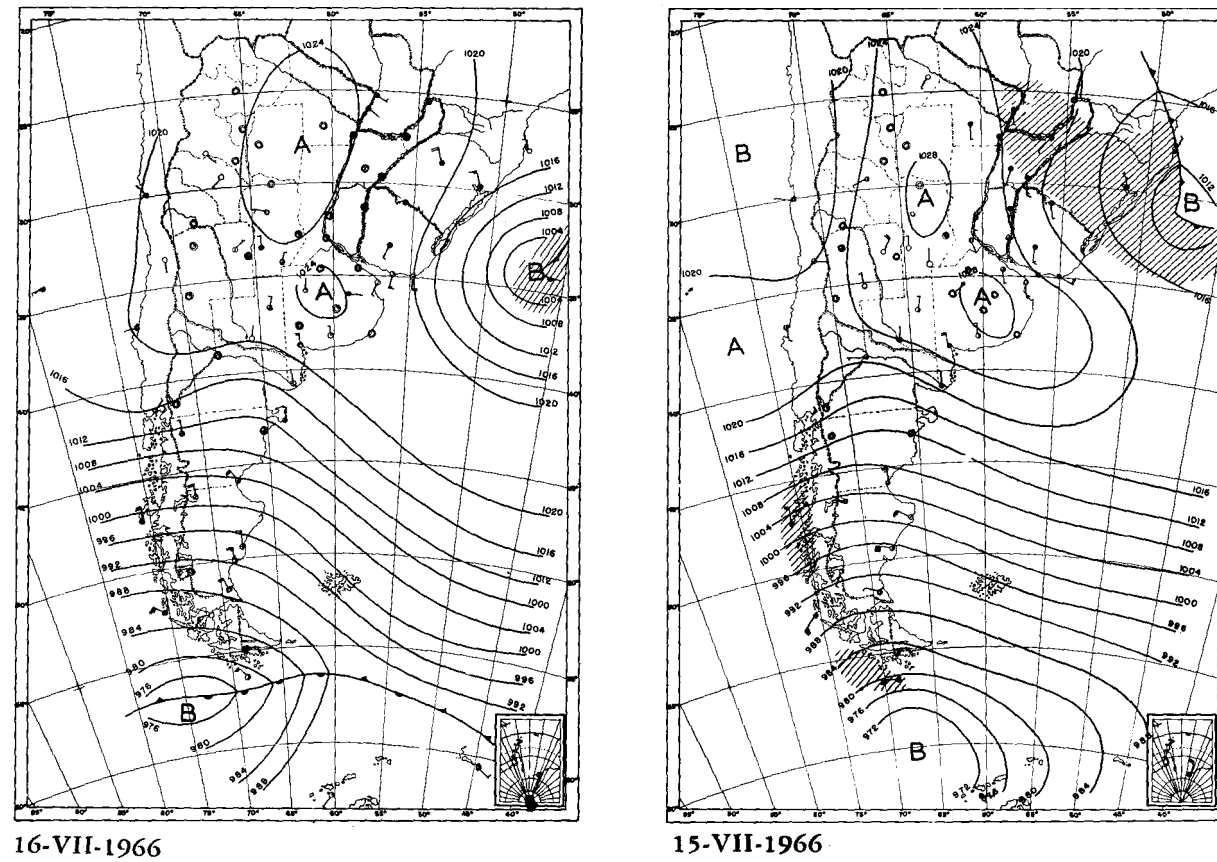


Fig. 36: Evolución del estado sinóptico del tiempo durante los sondeos de invierno sobre los altos valles de los ríos Colorado y Negro, 15-VII-1966.

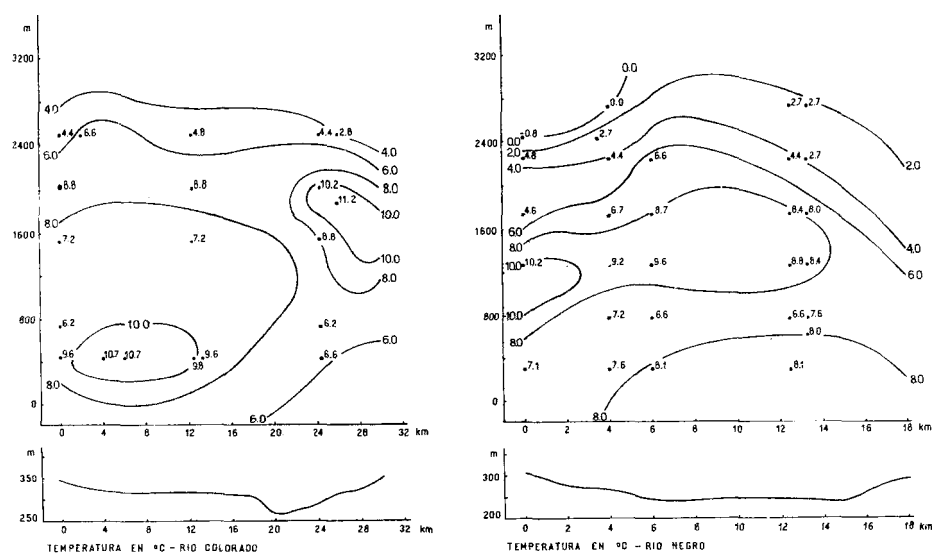


Fig. 37: Hipsoisotermas sobre los altos valles de los ríos Colorado y Negro en un día de invierno, 15-VII-1966.

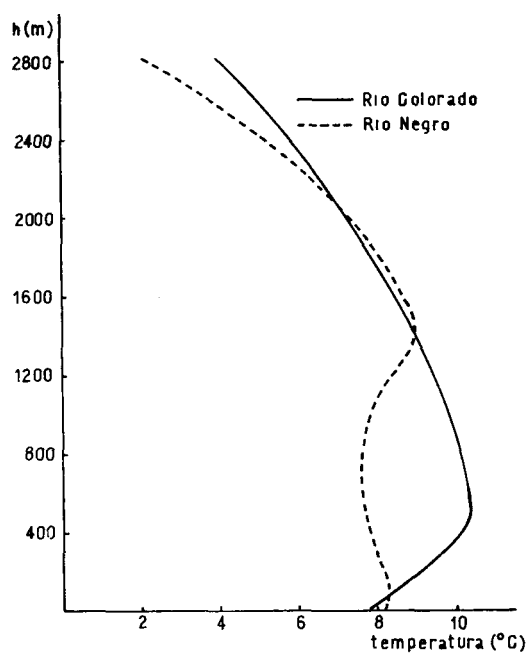


Fig. 38: Gradiente vertical de la temperatura en la capa más baja de la atmósfera sobre el centro de los altos valles de los ríos Colorado y Negro en un día de invierno, 15-VII-1966.

ii) Condiciones de humedad

Si se observa la fig 39 se puede apreciar la distribución del contenido de humedad del aire en un día típico de invierno, en ambos valles estudiados. Se nota así que a diferencia de lo que ocurría en verano, la cantidad de humedad en el aire en el día de prueba de esta estación fue muy semejante en ambos valles. Sin embargo, algo más seca resultó la base de la inversión en río Colorado, donde la falta de fuentes de evapotranspiración quitó eficiencia a la gran estabilidad de esa capa para concentrar en ella el vapor de agua.

Los valores de la tensión del vapor (fig 40) confirman la mayor sequedad de la capa de aire sobre el río Colorado entre los 0—800 m de altura, así como su menor diferencia en altura. La humedad relativa (fig 41), muestra niveles próximos a la saturación sobre el río Negro, tanto en la capa superficial, 0—800 m, como en altura entre 2.000 y 2.800 m, por la estructura de la temperatura y del contenido de humedad. Las fig 42 y 43 muestran el perfil vertical de este elemento sobre un punto central en los valles estudiados.

Los resultados obtenidos con este sondeo de un día típico de invierno resultan coherentes con la hipótesis de la circulación estacional de la baja tropósfera que se formuló como una primera aproximación en III, 1, 2, y 6, c. Efectivamente, el valle del río Colorado tiene una masa de aire más caliente y muy seco como corresponde a una de tipo continental invernal que fluye desde el norte por el flanco occidental del anticiclón que se forma sobre el centro del país. El valle del río Negro, en cambio, tiene una masa de aire más frío de origen marítimo que proviene del flanco sur del anticiclón del Pacífico sur y del extremo norte de la gran vaguada subpolar y que resulta tan seca como la del río Colorado por las grandes lluvias frontales y orográficas que se originan sobre las vertientes occidentales de la cordillera de los Andes. Las diferencias que en temperatura y contenido de humedad registran en la porción más baja estas masas de aire entre 0 y 500 m de altura aproximadamente, dependen de las características físicas de la superficie que pueden ser profundamente modificadas por el hombre.

6) Régimen local de la precipitación, heliofanía, evaporación y viento

Estos cuatro importantes elementos del clima local, que resultan indispensables para la planificación del mejoramiento hidrológico, se han estudiado en la región con las limitaciones que derivan de su propia naturaleza y de las dificultades de mantener buenas observaciones en estaciones transitorias operadas con observadores no profesionales. Desde el establecimiento del proyecto se consideró que elementos discontinuos como la precipitación, el viento y la nubosidad, aun en el caso de contar con buenos observadores, requieren para una correcta interpretación series ininterrumpidas de muchos años con observaciones auténticas. Como el trabajo se proyectó sólo para unos 5 años de duración se descartó la posibilidad de obtener suficiente información de estos elementos al cabo de la experiencia, para utilizarla en un análisis mesoclimático. Medidas de evaporación de tanque y de evapotranspiración, no se realizaron porque la dificultad de mantener los instrumentos, la provisión de agua y las exigencias de una precisa medición, superaron las facilidades disponibles.

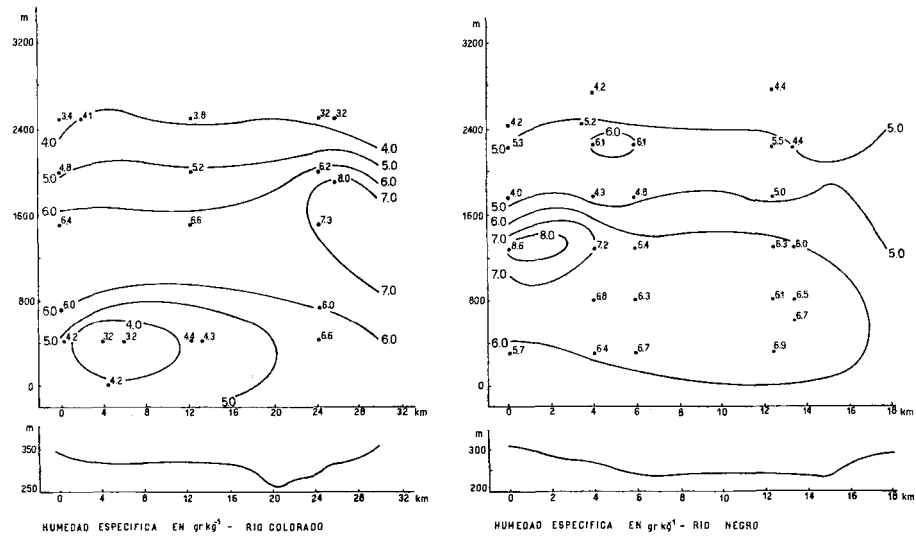


Fig. 39: Hipsoisopleas de la humedad específica sobre el centro de los altos valles de los ríos Colorado y Negro en un día de invierno, 15-VII-1966.

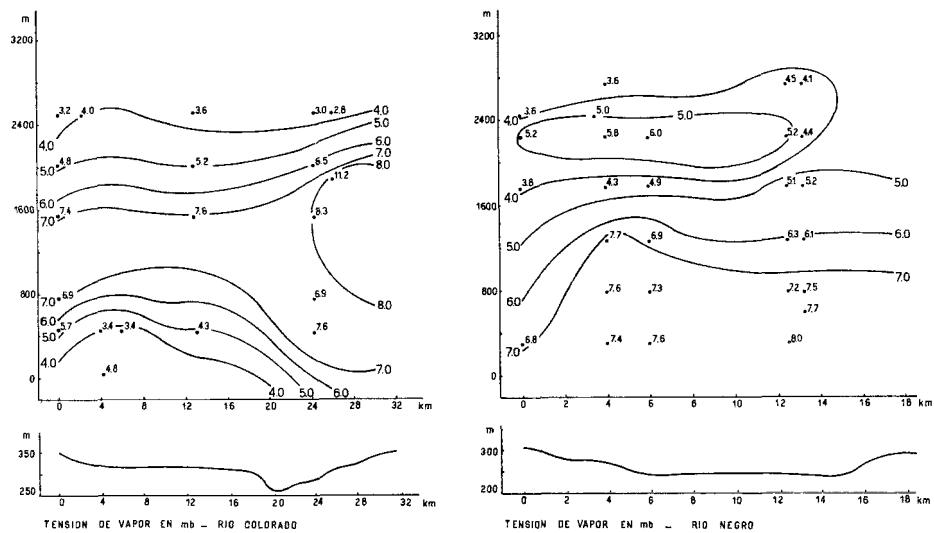


Fig. 40: Hipsoisopleas de la tensión del vapor sobre el centro de los altos valles de los ríos Colorado y Negro en un día de invierno. 15-VII-1966.

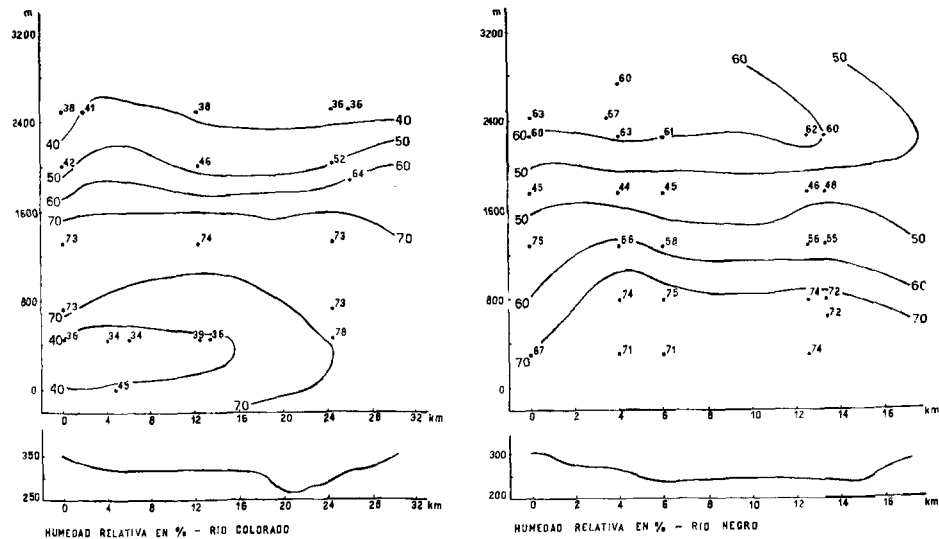


Fig. 41: Hipoisopletas de la humedad relativa sobre el centro de los altos valles de los ríos Colorado y Negro en un día de invierno, 15-VII-1966.

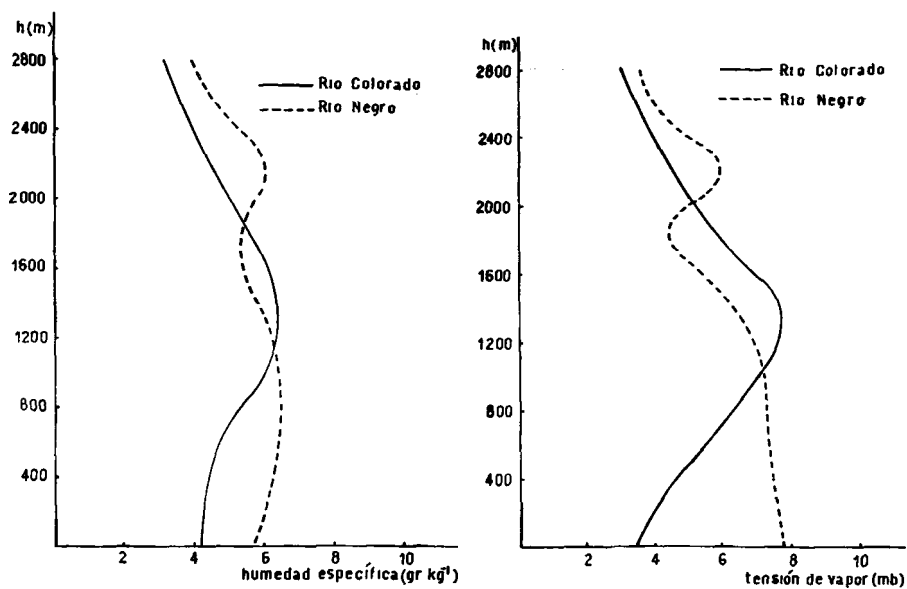


Fig. 42: Gradiente vertical de la humedad específica y de la tensión del vapor sobre el centro de los altos valles de los ríos Colorado y Negro en un día de invierno, 15-VII-1966.

Sin embargo, se realizaron algunas observaciones que permitieron estimar aproximadamente estos elementos.

a) Precipitación

En el cuadro N° 15 y la fig 44 se indican y representan los valores promedio mensuales y anuales de la precipitación de Colonia 25 de Mayo en cifras absolutas y relativas sobre los datos disponibles. No obstante las limitaciones que estas cifras pueden ofrecer por las razones señaladas en el párrafo anterior, ni la distribución mensual ni el total anual resultante contradicen los hechos que fundamentaron la hipótesis sobre la génesis y las características de los mesoclimas del alto valle del río Colorado. Efectivamente, el valor total anual de 259 mm es sólo algo superior al que se le asigna por interpolación en la fig 4 del capítulo III, 6, a. Por otra parte, la mayor cantidad de precipitaciones en el semestre cálido, con máximas en primavera y otoño, permite vincular su régimen con el de estaciones ubicadas más hacia el este como Río Colorado y General Acha y por lo tanto con el predominio de masas de aire continentales formadas en el centro norte del país.

b) Heliofanía

Los valores promedio mensuales de heliofanía relativa, que indirectamente expresan el grado de nubosidad local en Colonia 25 de Mayo, se pueden observar en el cuadro N° 15 y la fig 45a. Estos valores indican un continuo aumento de la nubosidad entre Julio y Febrero y luego una disminución hasta Junio, lo cual significa una mayor nubosidad en el semestre cálido, coherente con la distribución de la precipitación y con las masas de aire predominantes.

c) Evaporación

Este importante elemento del balance de agua resulta difícil de definir en las condiciones de su proceso natural sobre los continentes, tanto desde la superficie del suelo como sus masas de agua singulares en dimensión y calidad. Sin embargo, es más definido cuando se lo reduce a la magnitud de evaporación de una superficie libre de 1,17 m² de una masa de agua como la que contiene el tanque tipo A, comunmente usado por los servicios oficiales de Meteorología e Hidrología. Ante la dificultad de obtener este tipo de información en las estaciones locales se proyectaron las observaciones meteorológicas necesarias para estimar su valor según los métodos corrientes por lo menos para la estación Colonia 25 de Mayo.

En el cuadro N° 15 se dan las magnitudes correspondientes a la estimación del valor promedio mensual y anual de evaporación de tanque por el método de Haude (1954 y 1955) y por el de Penman—Mc Culloch (Mc Culloch, 1965). En la fig. 45b se han representado según este último método.

El método de Haude (1954 y 1955) basado en observaciones realizadas en Alemania Occidental relaciona, en forma empírica, la evaporación de una superficie libre de agua con el déficit de saturación de la atmósfera en

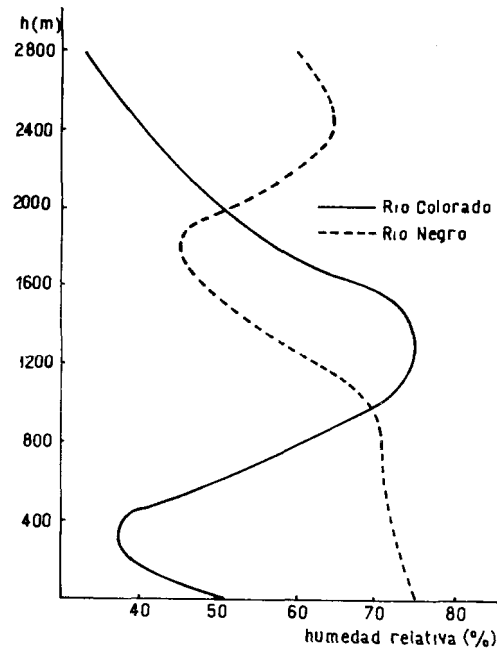


Fig. 43: Gradiente de la humedad relativa sobre el centro de los altos valles de los ríos Colorado y Negro en un día de invierno, 15-VII-1966.

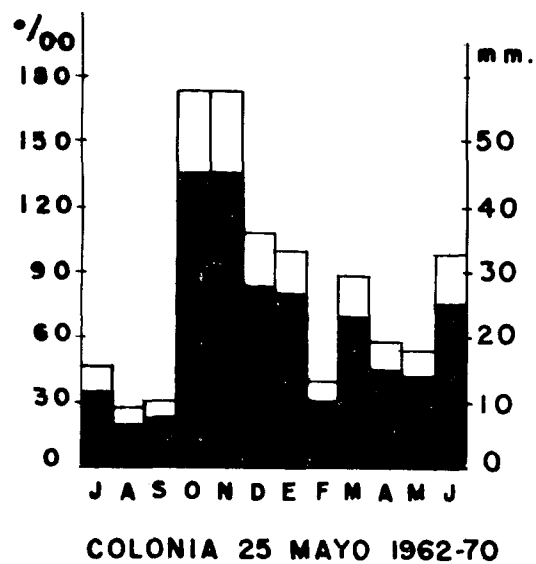


Fig. 44: Precipitación mensual real y relativa en el alto valle del río Colorado (Colonia 25 de Mayo).

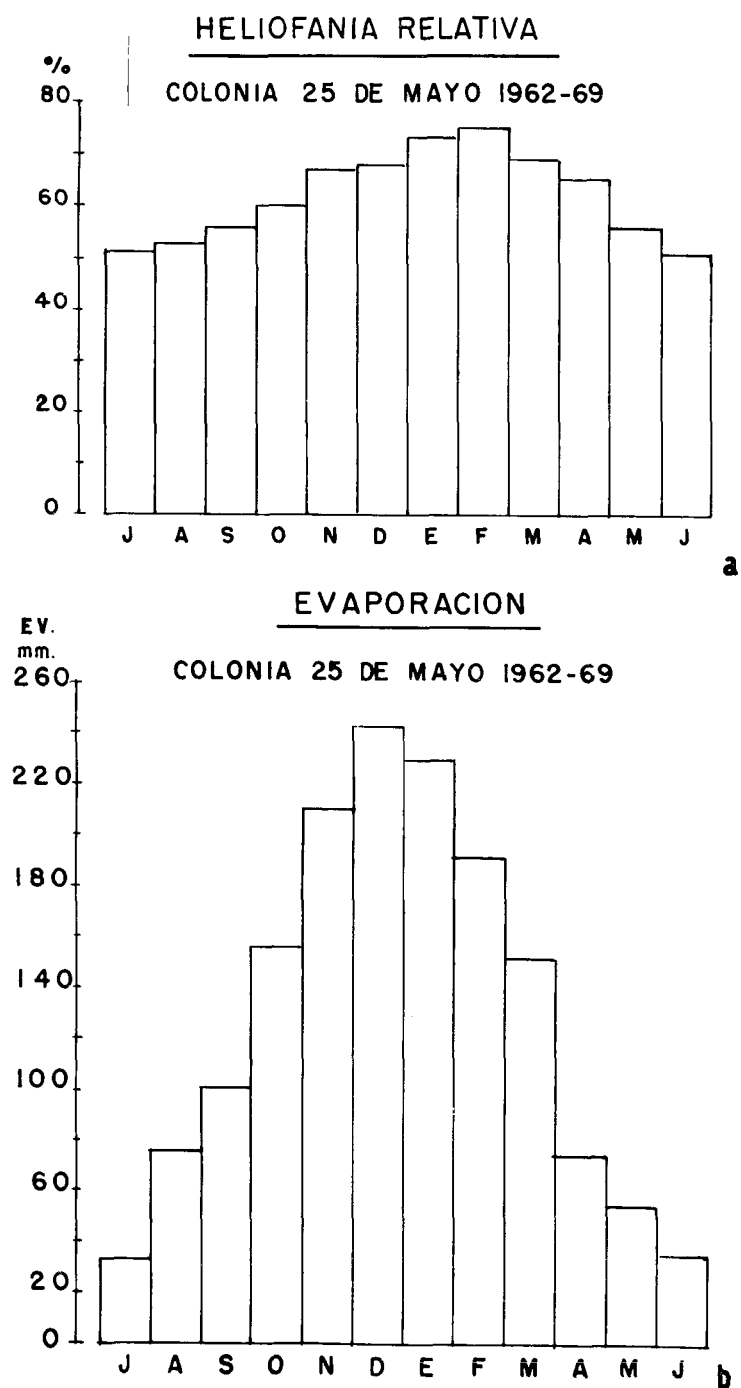


Fig. 45: a) Heliofanía relativa mensual; b) Evaporación de tanque en el alto valle del río Colorado (Colonia 25 de Mayo).

la siguiente forma:

$$E_0 = 0,5 (e - e') \quad (9) \quad \text{donde:}$$

E_0 , evaporación diaria desde una superficie libre de agua, en mm;

$e - e'$, tensión del vapor a saturación y actual del aire a las 14 hs.

Los valores obtenidos por este método, utilizando los del déficit de saturación media diaria en la hora de máxima temperatura, se indican en el cuadro N° 15. Así resultaría una evaporación anual de 2640 mm, que para el semestre de actividad vegetativa, octubre — marzo, se reduciría a 1803 mm. Estos valores son sin duda exagerados para estas latitudes si se comparan con los obtenidos por el método de Penman—Mc Culloch, analizados a continuación y con otros obtenidos en un clima más húmedo como el de Estanzuela (Uruguay) en donde se compararon observaciones directas con estos mismos métodos (Burgos y Corsi, inédito).

El método de Penman—Mc Culloch (1965) que es un ajuste empírico posterior del método original de Penman (1948), se expresa así:

$$E_0 = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \{ Ra (1-r) (0,29 \cos \varphi + 0,52 n/N) \} - \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \{ \sigma Ta^4 (0,10 - 0,90 n/N) (0,56 - 0,08 \sqrt{e_1}) + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \{ 0,26 (1 + h/20.000) (1 + u/100) (e - e_1) \} \} \quad (10) \quad \text{donde:}$$

Δ mb °C⁻¹, es la pendiente de la curva de relación entre la temperatura y la saturación del vapor de agua;

γ mb °C⁻¹, es igual a $C_p P \varepsilon^{-1} L^{-1}$, donde C_p , es el calor específico del aire seco a presión constante; P , presión atmosférica; ε relación de la densidad del vapor de agua y del aire seco a la misma temperatura; L , calor latente de evaporación;

Ra , radiación recibida en el límite superior de la atmósfera;

σTa^4 , radiación de cuerpo negro a la temperatura del aire;

$e - e_1$, déficit de saturación del aire en mb;

n/N , heliofanía relativa;

h , altitud en m;

u , velocidad del viento a 2 metros de altura en millas por día;

φ , latitud.

E_0 , evaporación en mm por día

Los valores de este método calculados utilizando los registros de déficit de saturación, heliofanía y recorrido del viento en Colonia 25 de Mayo, pueden observarse en el cuadro N° 15 y la fig 45 b. Estos valores arrojan un total anual de evaporación de 1556 mm y otro de 1179 mm para el período de actividad vegetativa de octubre a marzo. Estos valores resultan muy semejantes a los estimados para varias estaciones del bajo valle de los ríos Colorado y Negro en un trabajo anterior (Burgos, inéd. b) y su valor es más

CUADRO Nº 15. Precipitación absoluta y relativa, Heliofanía relativa y evaporación según los métodos de Haude y Penman — Mc Culloch en Colonia 25 de Mayo (1962–1969).

	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Ago.	Set.	Oct.	Nov.	Dic.	Año
Precipitación absoluta mm	27	10	23	15	14	25	12	7	8	45	45	28	259
Precipitación relativa o/oo	102	42	87	59	53	98	46	26	31	171	176	106	
Heliofanía relativa o/o	73	75	69	65	56	51	51	53	56	60	67	68	
Evaporación Haude mm	392	317	265	176	146	104	103	165	149	230	250	349	2640
Evaporación Penman-Mc Culloch mm	228	190	153	75	55	35	33	77	100	156	210	242	1554

Precipitación absoluta y relativa calculadas sobre serie de 1962-1970.

CUADRO N° 16. Recorrido promedio del viento en km/día a 10 m de altura. (Valores de las estaciones del valle estimados según la fórmula de Hellamnn sobre observaciones a 2,50 m de altura). Los valores de Cipolletti se determinaron sobre series de días comunes.

Localidades Meses	Peñas Blancas	Cipolletti	Centro Experiment. Agrícola	Cipolletti	Gobernador Ayala	Cipolletti	Colonia Catriel	Cipolletti
Enero	275	433	270	460	265	468	179	395
Febrero	244	367	250	399	244	361	178	381
Marzo	217	315	208	331	215	313	145	318
Abril	191	261	177	258	159	243	129	246
Mayo	162	242	147	245	137	238	110	213
Junio	170	250	144	249	148	240	95	218
Julio	154	206	147	229	142	221	116	218
Agosto	206	296	188	331	180	292	138	297
Setiembre	253	316	213	354	210	347	163	322
Octubre	257	356	236	417	224	383	165	342
Noviembre	232	369	222	386	208	391	174	413
Diciembre	268	439	264	467	254	445	205	379
AÑO	2629	3850	2466	4126	2386	3942	1797	3742

verosímil que los estimados por el método anterior. Para aproximar estas magnitudes a la evaporación de un lago o de una gran represa de zona árida, deben reducirse en un 30 o/o con lo que se obtiene magnitudes de 1089 mm para la evaporación anual y de 825 mm para el período octubre a marzo (Kohler y otros, 1959). La evapotranspiración potencial, elemento menos definido que la evaporación de un lago, debe mantenerse en magnitudes inferiores a las últimas mencionadas porque en este proceso actúa en sentido contrario la resistencia de las plantas. Es interesante recordar aquí que el valor de la evapotranspiración potencial anual estimado por el método de Thornthwaite y Mather (1955) en esta región es de 800 a 850 mm, (III, 6, b). Estas cifras en la práctica significan que suelos normales, con cultivos cuyo sistema radicular activo explore 1 m de profundidad, y de una humedad útil (capacidad de campo menos punto de marchitez permanente) de 100 mm aproximadamente, requerirán de 7 a 8 riegos de saturación entre la primavera y el otoño o sea de 7 a 8.000 m³ ha⁻¹, para mantener las demandas locales de la evapotranspiración. Las dotaciones de riego efectivas, sin embargo, deberán ser aumentadas en lo que exija la deficiencia del sistema de riego utilizado y la sobre carga de agua necesaria para determinar un flujo subsidente permanente que evite la salinización del suelo.

d) Viento

No obstante la importancia de la dirección del viento para establecer la circulación regional de la atmósfera se consideró de limitado valor la información que podría proporcionar su observación local en las estaciones transitorias de este proyecto. Efectivamente, el carácter discontinuo de este elemento y la gran influencia local a que está sometido, exige una serie de observaciones de mayor duración que la determinada para el proyecto. Además, el mantenimiento de los instrumentos y su observación no fue posible por falta de personal idóneo.

Por tales motivos, las observaciones realizadas de este importante elemento se limitaron a la del recorrido del viento, mediante el uso de anemómetros totalizadores que se instalaron a 2,50 m sobre el suelo, alejados en lo posible de la influencia de la vegetación arbustiva predominante, de 0,5 y 1 m de altura. Con la fórmula de Hellmann se estimó el recorrido medio diario del viento en las diferentes estaciones del valle a 2 m de altura, para su uso en la estimación de la evaporación por el método de Penman, y a 10 m de altura para comparar este elemento en los mesoclimas del alto valle del río Colorado con el alto valle del río Negro. La relación de Hellmann (1917) puede expresarse así:

$$v = c H^a \quad (11) \quad \text{donde:}$$

v, velocidad en m/seg.

H, altura

c y a, constantes a determinar según la velocidad del viento.

En el cuadro Nº 16 y la fig 46 se pueden observar los valores obtenidos en la comparación mencionada. Se destaca en forma notable que el

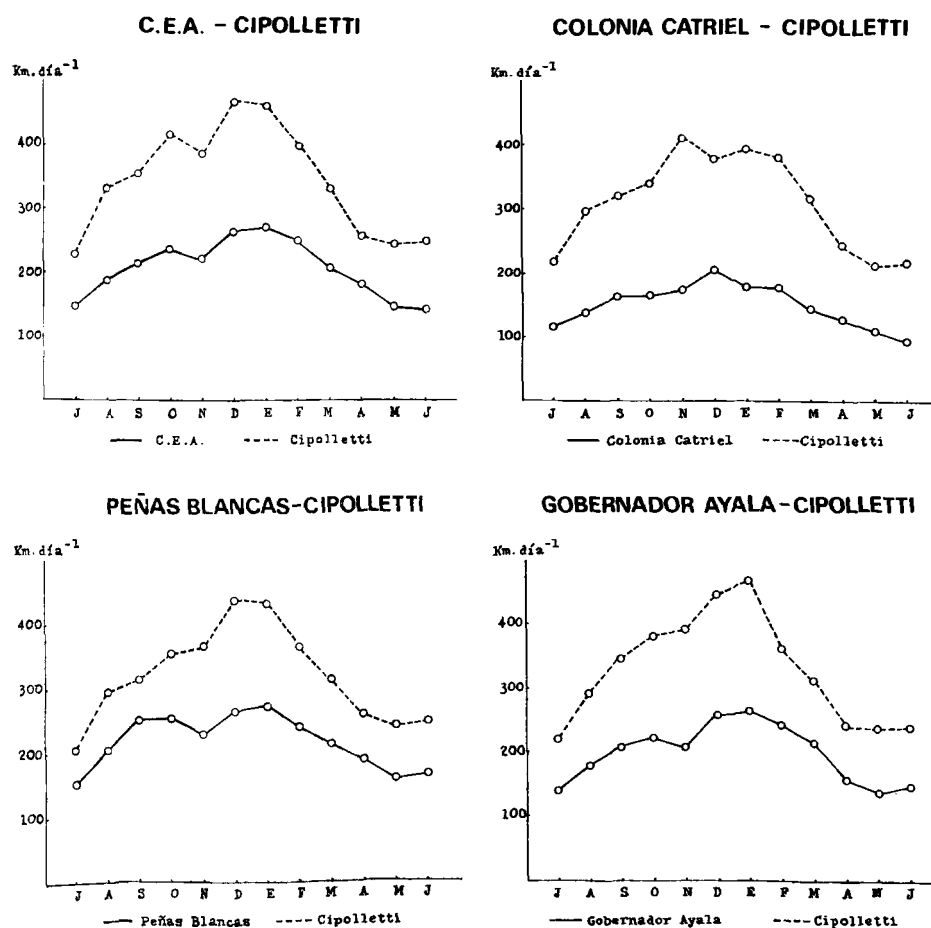


Fig. 46: Velocidad del viento en el alto valle del río Colorado (estaciones transitorias), comparada, en series de días comunes, con el alto valle del río Negro.

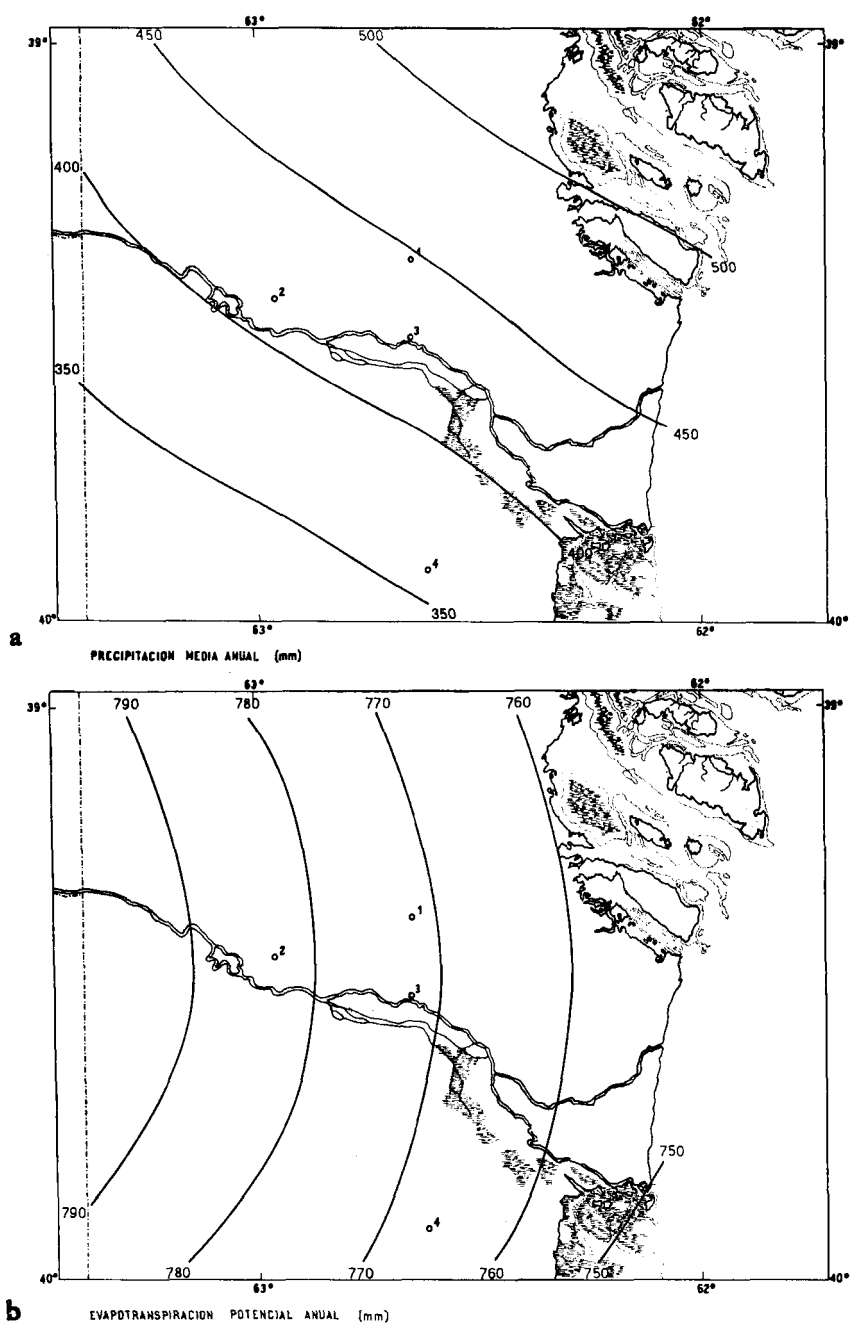


Fig. 47. Elementos del balance de agua en el bajo valle del río Colorado, a) Precipitación media anual en mm. b) Evapotranspiración potencial anual en mm. 1) Hilario Ascasubi; 2) Bella Vista; 3) Fortín Mercedes; 4) Villalonga.

recorrido del viento sobre el río Colorado es visiblemente menor que en el alto valle del río Negro y que esta diferencia puede explicarse porque la región del alto valle del río Colorado se encuentra ubicada dentro de la sombra dinámica de la cordillera de los Andes, mientras que la del río Negro está más libremente expuesta a la circulación proveniente del Pacífico. Por otra parte, la diferencia estacional que se ha mencionado coincide con la hipótesis de la circulación regional que se describió en III, 1, (fig. 2 y 3), según la cual el sistema de circulación y la masa de aire continental durante el verano, tiende a frenarse en el flanco sur frente al flujo contrario que más al sur impone el sistema del Pacífico antes de llegar al río Colorado, mientras que durante el invierno coinciden en su desplazamiento y por lo tanto este carácter no influye en el contraste.

El hecho apuntado puede hacerse aun más marcado si con el desarrollo hidrológico del río Colorado se implantan cortinas forestales rompevientos eficientes.

V. ANALISIS MESOCLIMATICO DEL BAJO VALLE DEL RIO COLORADO

El bajo valle del río Colorado tiene un ambiente que contrasta, en muchos aspectos, con el alto valle analizado en el capítulo IV. Ya en el análisis de primera aproximación efectuado en III, 8, para todo el ámbito del río Colorado en su conjunto con información y métodos climatológicos convencionales, se anticiparon como factores fundamentales de los mesoclimas que se forman en esta parte de su dominio, el relieve aproximadamente plano ($\sim 0,6$ m/km), su proximidad al mar y la escasa altura sobre este nivel (0–200 m). Al mismo tiempo se destacó que debido a estas características y a la existencia de 5 estaciones climatológicas en el área, podría esperarse un mejor resultado en la aplicación de técnicas convencionales para determinar su aptitud agropecuaria si se utilizaran índices agroclimáticos adecuados. Las observaciones de estaciones transitorias, en una serie de duración limitada, se juzgó útil sin embargo para la interpretación y ajuste de las unidades mesoclimáticas en que puede subdividirse este dominio, así como para prever su posible transformación.

En el presente capítulo se tratará de establecer una regionalización mesoclimática del ámbito del bajo valle del río Colorado, con técnicas climatológicas convencionales, sobre la base de índices agroclimáticos que se estiman adecuados para determinar ulteriormente su aptitud agropecuaria. Además, las observaciones de las estaciones climatológicas transitorias instaladas en el área, servirán para efectuar el análisis de las características locales.

1. — Regiones mesoclimáticas agrícolas del bajo valle del río Colorado sobre la base de índices agroclimáticos.

El análisis que motivó este subcapítulo fue adelantado en un trabajo anterior (Burgos, 1966) y se incorpora aquí con ligeras modificaciones. Las estaciones climatológicas convencionales de Bahía Blanca, Fortín Mercedes (Pedro Luro), Río Colorado, Carmen de Patagones y San Antonio Oeste,

forman la red básica que, con el apoyo de la red general del país, permiten el trazado de isolíneas en la región. El carácter suficientemente plano de ésta admite una interpolación geográfica, con un grado de seguridad suficiente, como para intentar una división subregional sobre su base.

Para ello, sobre esta región se trazaron isolíneas de distintos índices agroclimáticos de los dos factores del clima que más influencia pueden tener sobre la productividad del suelo en la región: régimen térmico y balance de agua; ya que, como se dijo en III, 5, otros factores importantes como la latitud o su consecuencia, la variación de la duración del período diurno, son muy uniformes para todos los ambientes del río Colorado. El trazado, en este caso, por la finalidad de su aplicación, se hizo con una escala de mayor detalle que en las ilustraciones del capítulo III.

En las Figs. 47 y 48, se muestra la distribución de los elementos del balance de agua, en valores anuales estimados por el método de Thornthwaite y Mather (1955). Si se excluye la precipitación, los otros elementos concretos de este balance, incluido el exceso de agua, cuyo mapa se ha omitido por ser su valor 0 mm en toda la región, muestran muy poca variación. De este modo, la precipitación es el elemento real con más variación en la región y además está estrechamente vinculado con la nubosidad y goce de radiación, así como con la humedad del aire y la naturaleza física de la superficie del suelo. Por esta razón se considera el más apropiado de los que componen el balance de agua, para delimitar en este ámbito regiones mesoclimáticas.

Las Figs. 49 a 54 a, muestran la distribución geográfica de diferentes índices del régimen térmico. Para seleccionar entre estos los que pueden ser más importantes en la productividad del suelo se tuvo en cuenta que una delimitación basada en elementos tanatoclimáticos puede ser más lógica cuando se desea una evaluación de aquella aptitud, en una forma general. En consecuencia, la delimitación básica de las zonas se hizo sobre elementos tanatoclimáticos del régimen térmico. Para ello se eligieron, el período libre de heladas como un indicativo adecuado de la aptitud regional para cultivos anuales, y el índice CK de las últimas heladas, como especialmente apto para los cultivos perennes con ritmo vegetativo anual.

Con estos criterios, el ámbito del bajo valle del río Colorado, tal como se muestra en la Fig. 54 b, puede dividirse en 11 subregiones distribuidas en tres zonas aproximadamente paralelas entre sí y a la costa. Los límites se han fijado siguiendo las isolíneas de 240 y 220 días libres de heladas de E a W. Los límites transversales de las subregiones, en las tres zonas mencionadas, lo constituyen los 450 mm de precipitación en el Norte y los niveles de 15 y 17°C del índice CK de heladas tardías. De tal modo, la zona más próxima a la costa (zona I), con mayor período libre de heladas (260—240 días) la componen las subregiones 1, 2, 3 y 4 que también gozan de los índices CK más favorables (< 15 y $< 17^{\circ}\text{C}$). La zona intermedia (zona II), con las subregiones 5, 6, 7 y 8, es la que tiene riesgos medianos de heladas (240—220 días sin helada e índice CK > 17 y $> 15^{\circ}\text{C}$). La zona occidental (zona III), en cambio, compuesta por las subregiones 9, 10 y 11, es la que tiene las condiciones más rigurosas de toda el área (< 200 días sin heladas e índice CK > 17 y $> 15^{\circ}\text{C}$). Lamentablemente, en el bajo

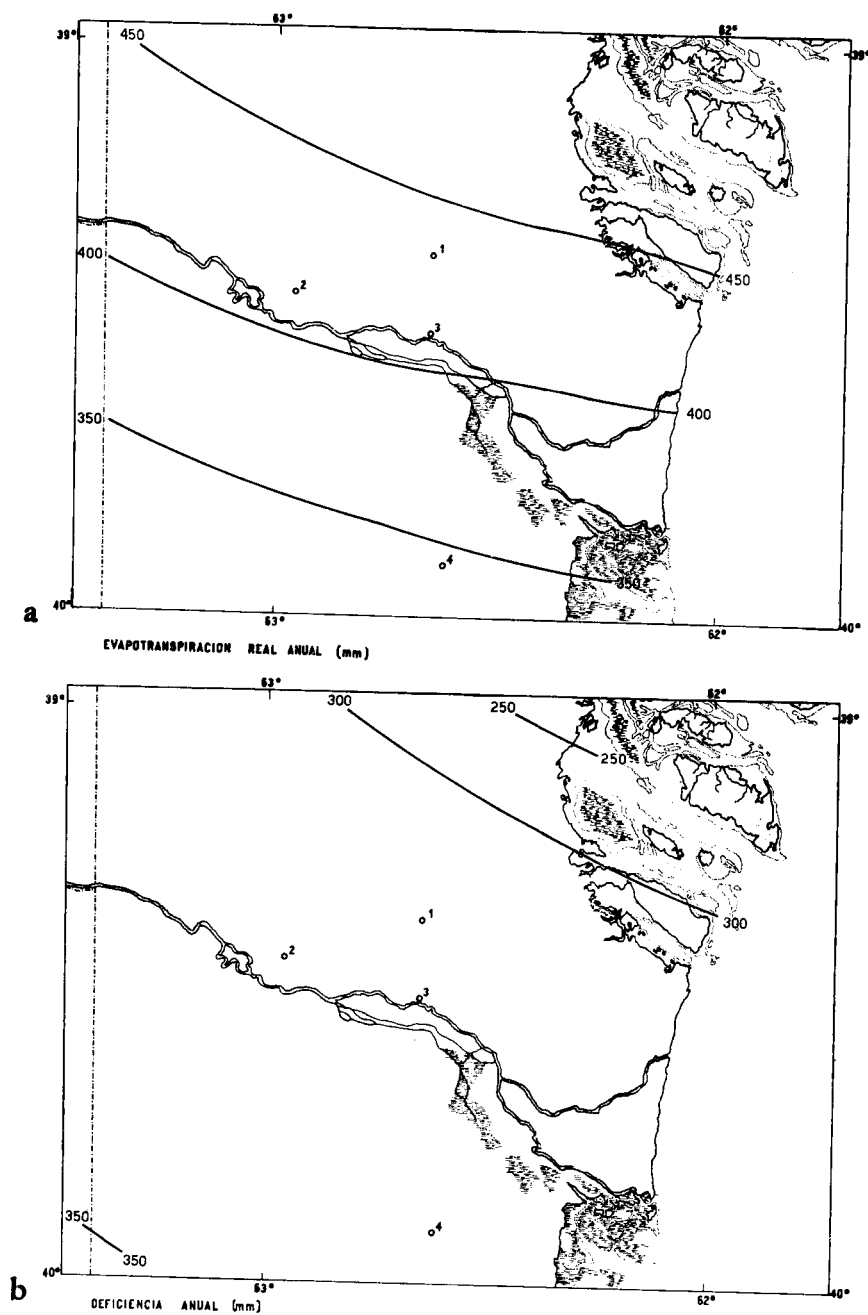


Fig. 48. Elementos del balance de agua en el bajo valle del río Colorado, a) Evapotranspiración real anual en mm. b) Deficiencia de agua anual en mm.

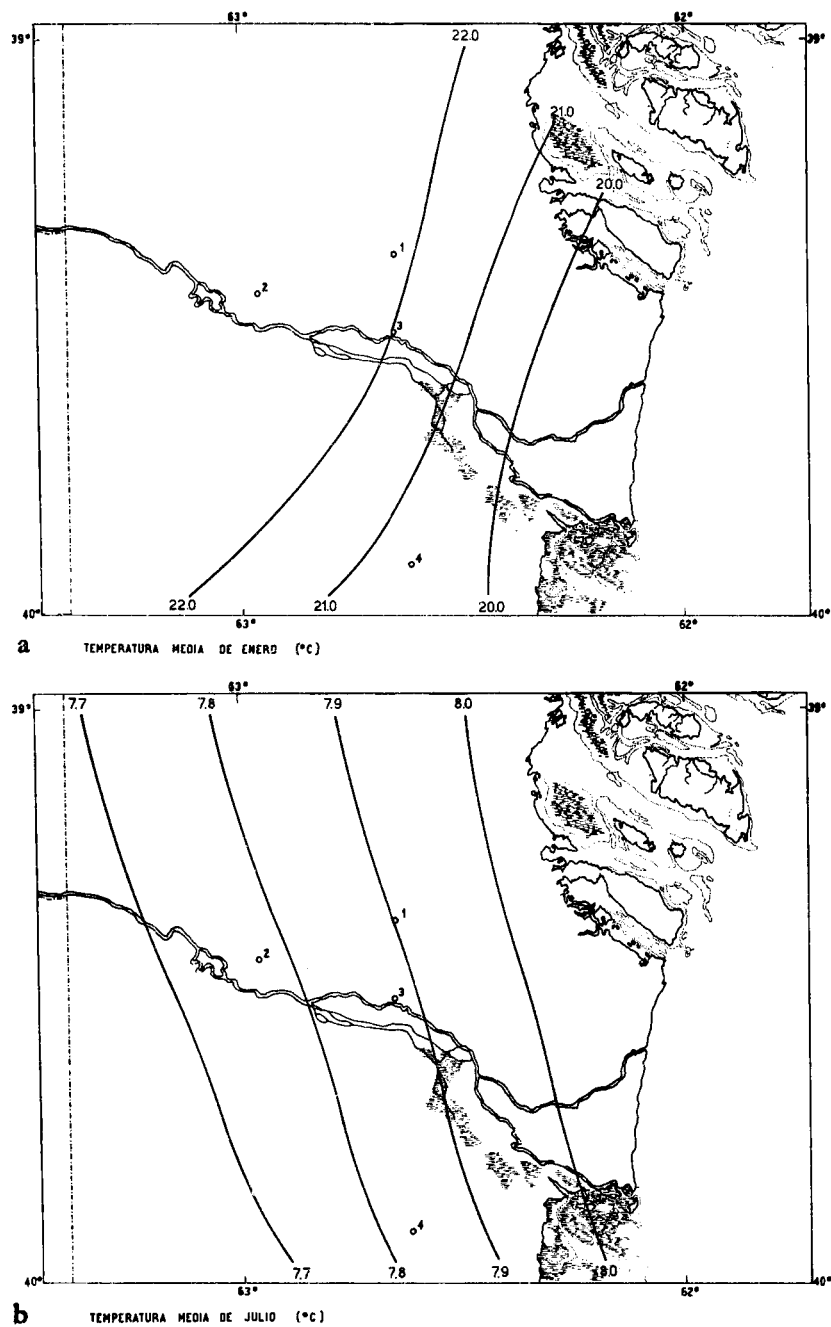


Fig. 49. Elementos del régimen térmico, a) Temperatura media del mes de Enero en °C. b) Temperatura media del mes de Julio en °C.

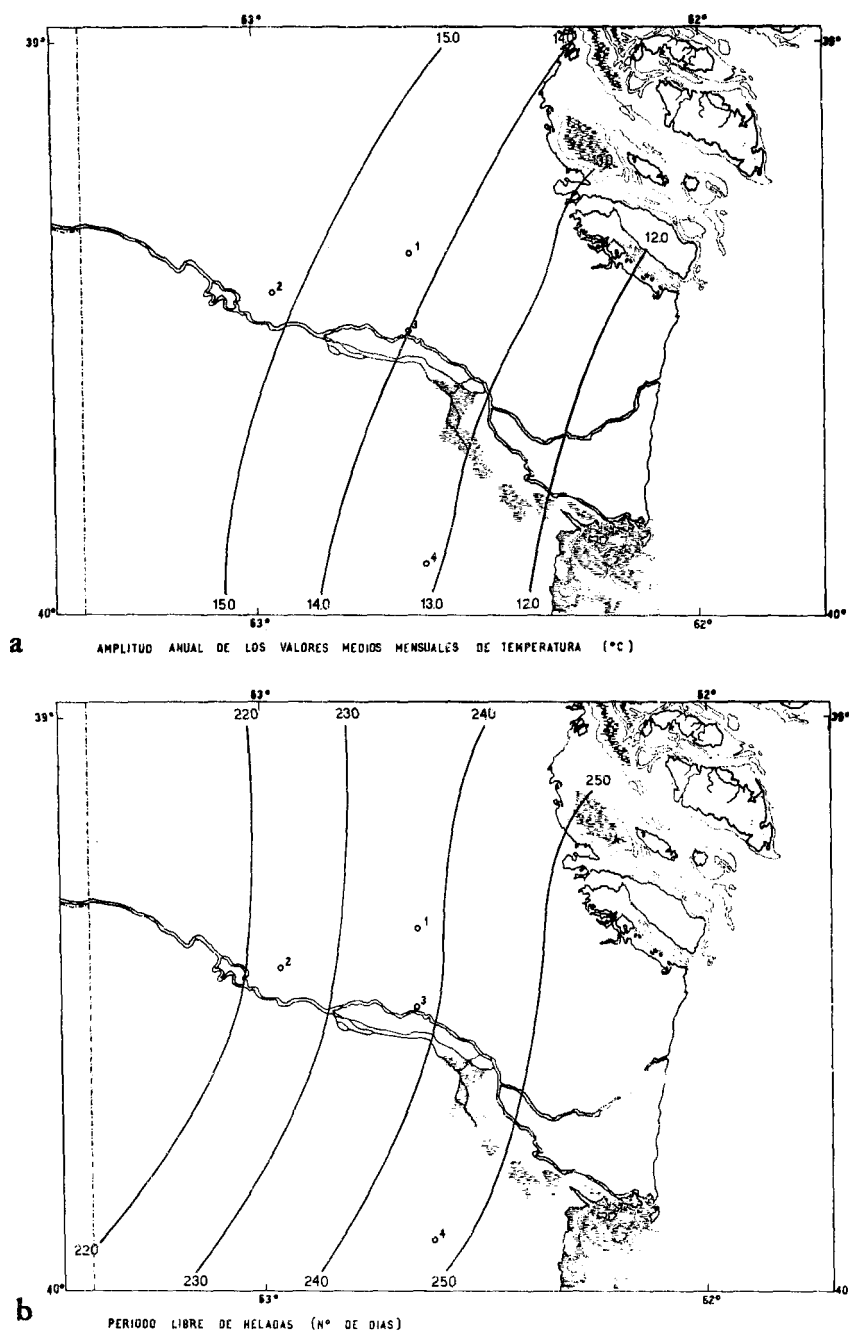


Fig. 50. Elementos del régimen térmico, a) Amplitud anual de la variación de la temperatura en °C. b) Período medio libre de heladas en días.

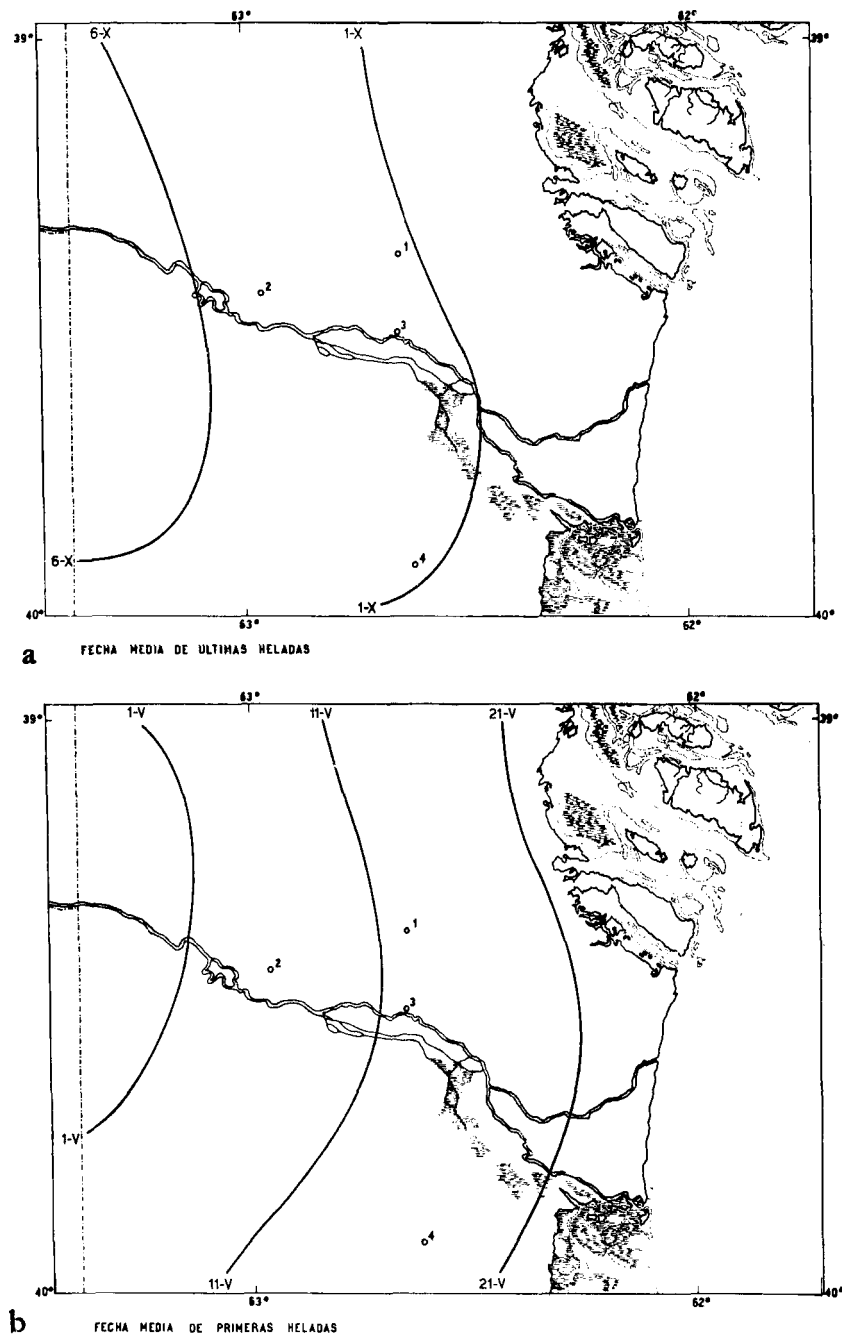


Fig. 51. Elementos del régimen térmico, a) Fecha media de últimas heladas. b) Fecha media de primeras heladas.

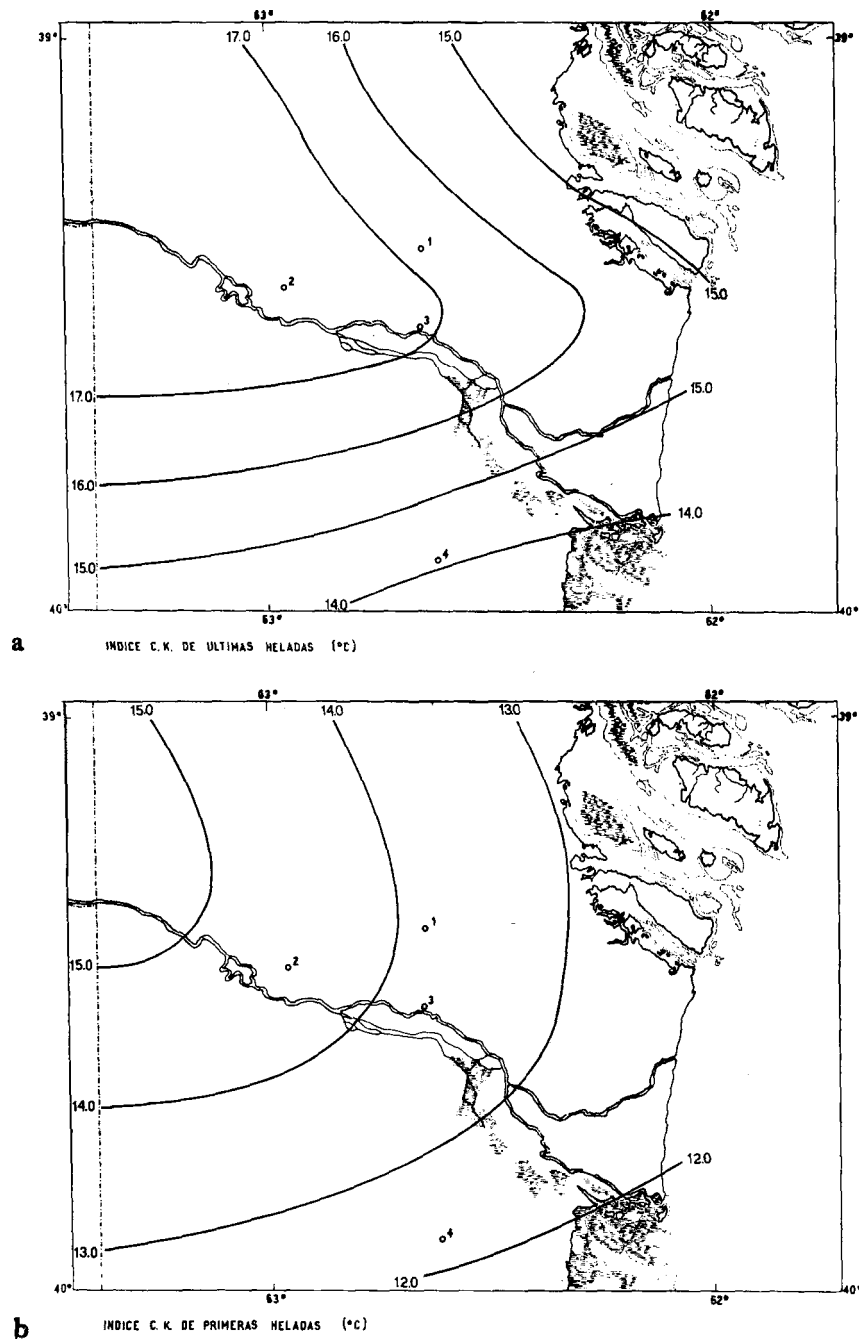


Fig. 52. Elementos del régimen térmico, a) Índice CK de últimas heladas en °C. b) Índice CK de primeras heladas en °C.

CUADRO Nº 17

<p>Zona I. Subregiones con período libre de heladas entre 260 y 240 días.</p> <p>A) Subregiones con ICK de últimas heladas \geq a 15°C. Temperatura media del mes más caliente entre 21 y 19°C y del mes más frío aproximadamente 8°C. a) Precipitación total anual entre 450 y 350 mm (1) b) Precipitación total anual entre 500 y 450 mm (2)</p> <p>B) Subregiones con ICK de últimas heladas $> 15^{\circ}\text{C}$ e $< 17^{\circ}\text{C}$. Temperatura media del mes más caliente entre 22 y 20° C y del mes más frío aproximadamente 8°C a) Precipitación total anual entre 450 y 350 mm (3) b) Precipitación total anual entre 500 y 450 mm (4)</p>
<p>Zona II. Subregiones con período libre de heladas entre 240 y 220 días.</p> <p>A) Subregión con ICK de últimas heladas $< 15^{\circ}\text{C}$. Temperatura media del mes mas caliente aproximadamente 21°C y del mes mas frío $< 8^{\circ}\text{C}$ y $> 7^{\circ}\text{C}$ (5)</p> <p>B) Subregiones con ICK de últimas heladas entre 15 y 17° C y $> 17^{\circ}\text{C}$. a) Temperatura del mes más caliente entre 22 y 21°C. Temperaturadel mes más frío entre 8 y 7°C (6) b) Temperatura del mes más caliente entre 23 y 22° C. Temperatura del mes mas frío entre 8 y 7°C. i) Precipitación total anual entre 450 y 400 mm (7) ii) Precipitación total anual entre 500 y 450 mm (8)</p>
<p>Zona III. Subregiones con período libre de heladas entre 220 y 200 días.</p> <p>A) Subregión con ICK de últimas heladas $< 17^{\circ}\text{C}$ (9)</p> <p>B) Subregiones con ICK de últimas heladas $> 17^{\circ}\text{C}$ a) Precipitación total anual entre 400 y 350 mm (10) b) Precipitación total anual entre 450 y 400 mm (11)</p>

valle del río Colorado, las condiciones de aptitud de los suelos están en relación inversa con las del clima. Así la zona I es la que posee los suelos de más baja calidad de la región por su menor altura, mayor proximidad al mar y, en consecuencia, drenaje más deficiente; a medida que aumenta la distancia desde la costa, por el contrario, estas condiciones tienden a mejorar. Pero la severidad del clima aumenta.

El cuadro 17 muestra una clasificación dicotómica de las subregiones mesoclimáticas agrícolas del bajo valle del río Colorado, que se forman con el criterio descrito, y que puede ayudar a interpretar su génesis y su vinculación.

2.— Análisis mesoclimático del bajo valle del río Colorado en base a las características locales

La información local del ámbito del bajo valle del río Colorado provino de 5 estaciones transitorias, instaladas en lugares representativos del desarrollo agrícola con riego presente y futuro. Una de estas fue en realidad la reinstalación de la estación Fortín Mercedes (Pedro Luro), que instalada en 1904 fue clausurada en 1956. Las cuatro estaciones restantes se instalaron en Hilario Ascasubi, Bella Vista, Villalonga y Estancia El Zorro. Esta última estación no pudo mantenerse durante el período total por falta de observador y se trasladó a Estación El Chara; no obstante el cambio, sus observaciones resultaron poco adecuadas para incluir en este trabajo, debido al corto período de las mismas.

Las observaciones simultáneas, en las cuatro estaciones transitorias, empezaron en setiembre de 1962 y finalizaron en setiembre de 1964. Las conclusiones que pueden extraerse de ellas, a pesar del corto período que abarcan (dos años), resultan un valioso complemento del análisis anterior. Su validez, con respecto a un período de tiempo mayor, se puede deducir si se compara el buen ajuste obtenido con observaciones realizadas sobre un período similar, en el alto valle del río Negro (Burgos, 1965) y, en comparación, con un período de 8 años de observaciones discutido en el capítulo IV de este trabajo.

a) Balance de energía de la superficie

Tampoco en este ámbito del río Colorado se dispuso de mediciones directas de elementos del balance de energía, que permitan sacar conclusiones sobre el efecto local de los mismos en el mesoclima que aquí se forma. Sin embargo, es posible hacer algunas consideraciones teóricas sobre el sentido de las diferencias, que ellos deben experimentar aquí y sus causas, en relación con el alto valle del río Colorado, como se analizó en IV, 1.

El balance de radiación diurno definido por la ecuación (2), que es una de las variables de la ecuación del balance de energía (1), debe ser ligeramente menor en el bajo valle del río Colorado que en el alto valle. Ello es una consecuencia del menor valor de la radiación global Q por la mayor nubosidad y humedad del aire. Sin embargo, este menor flujo de radiación se compensa en parte por el menor albedo r , debido a que la superficie del actúa el débil flujo de la radiación efectiva $-I$, o balance de onda larga, que es

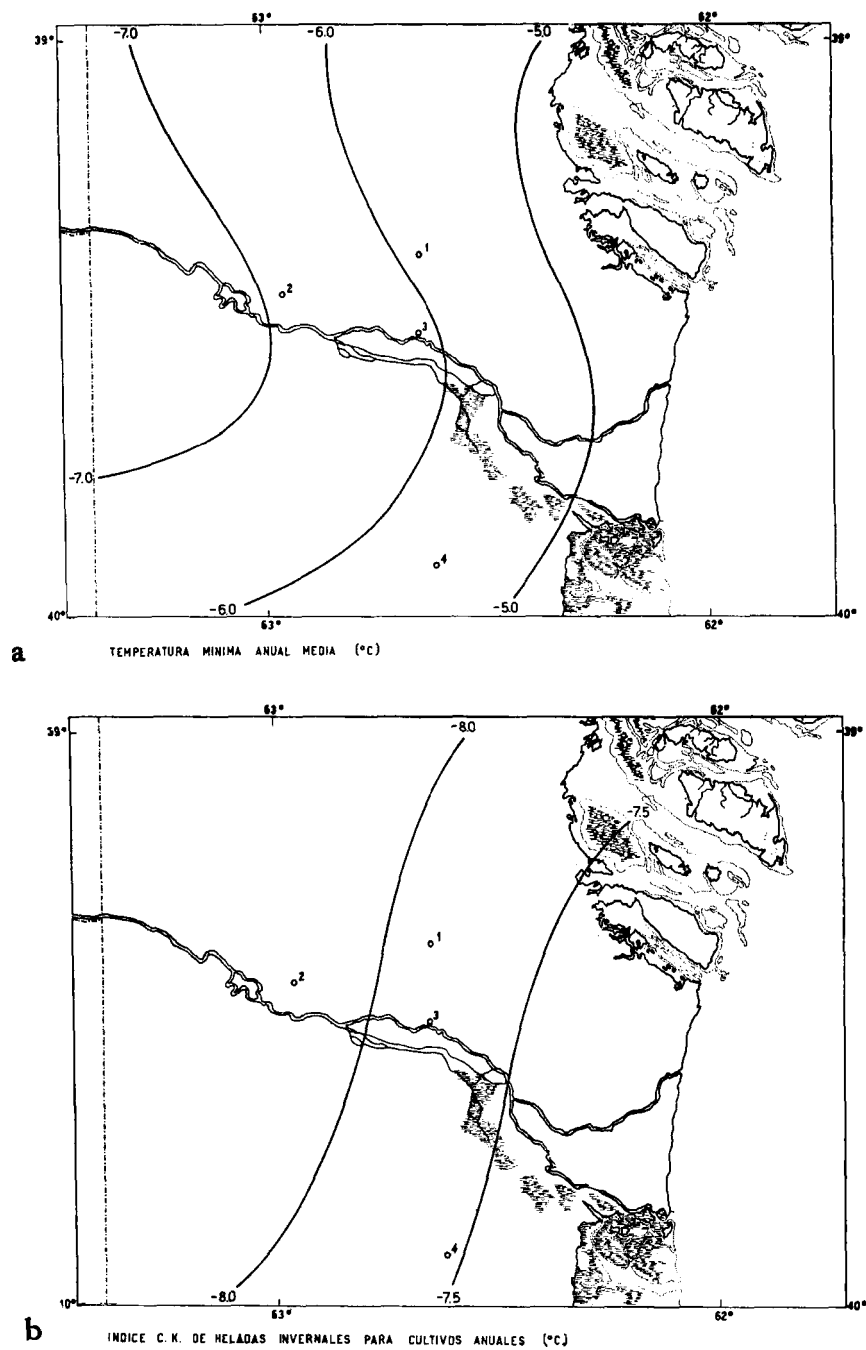


Fig. 53 Elementos del régimen térmico, a) Temperatura mínima anual media en °C. b) Índice CK de heladas invernales para cultivos anuales, en °C.

algo menor por el mayor contenido de humedad de la atmósfera y la menor emisión terrestre.

La estimación de Budyko (1963), cuyo ajuste ha podido ser demostrado en otras regiones del país, indica que este ámbito recibe una radiación global anual (Q) de $140 \text{ Kcal cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ y un balance de radiación (R) de $48 \text{ Kcal cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$, o sea un 5 o/o menores que en el alto valle. Los valores correspondientes al mes de Enero, muy importantes en los procesos cuantitativos y cualitativos de los frutos, son 19 y $8 \text{ Kcal cm}^{-2} \text{ mes}^{-1}$ o sea alrededor de un 10 y 6 o/o respectivamente menores que en el alto valle.

No obstante la menor energía local disponible que significan los valores indicados anteriormente, en los cuales se expresan o predominan procesos diurnos, su efecto sobre el régimen térmico es compensado en parte por la acción de otros elementos importantes. Así el valor de R nocturno ($-I$) es en esta región, menor por la mayor contrarradiación atmosférica y por el mayor flujo de calor en el suelo (S), como también su capacidad calórica (ρc). Todo ello como una consecuencia del mayor contenido de humedad del aire y la menor dimensión de los elementos estructurales del suelo (porosidad) y de su mayor contenido en agua (fórmula (4)). Estas diferencias contribuyen a atenuar las temperaturas máximas y mínimas diarias en el suelo y en el aire adyacente.

Sin embargo, el mayor efecto sobre el régimen térmico local deriva de las variaciones que experimenta el término V del balance de energía (1). La variación de la circulación diaria que afecta una distancia de más de 75 km desde la costa en los meses más cálidos y el flujo neto estacional del viento que supera los 300 km desde ese límite, como se discute más adelante (V , 2, d, e y h), importa simultáneamente una importante advección energética que, en su conjunto, puede afectar una altura de 3.000 a 4.000 metros. El signo de este término en la fórmula (1) resulta así negativo en verano y durante las horas diurnas y positivo especialmente en las horas nocturnas. Esta transferencia energética se evidencia sobre la distribución regional de todos los índices y del régimen térmico, que se analizaron e ilustraron en III, 6, d y V, 1 y en los que se discuten además en V, 2, b.

b) Régimen térmico local

El análisis del régimen térmico local del bajo valle del río Colorado se hizo, como el correspondiente para el alto valle, mediante la comparación de los valores extremos diarios de la temperatura y de su amplitud.

En el cuadro No 18 y en las Figs. 55 y 56, en una primera comparación, se muestran los valores de la amplitud diaria de variación de la temperatura en sus promedios anuales, semestrales y estacionales. Se puede comprobar, en primer término, que las oscilaciones diarias en sus valores anuales son en el bajo valle 3 a 4°C menores que en el alto valle, conforme a lo que corresponde por su proximidad al mar y al efecto de la advección energética de la circulación diaria señalada anteriormente. Además, se observa que existe una menor diferencia entre las estaciones del bajo valle y las de referencia, Bahía Blanca y Carmen de Patagones

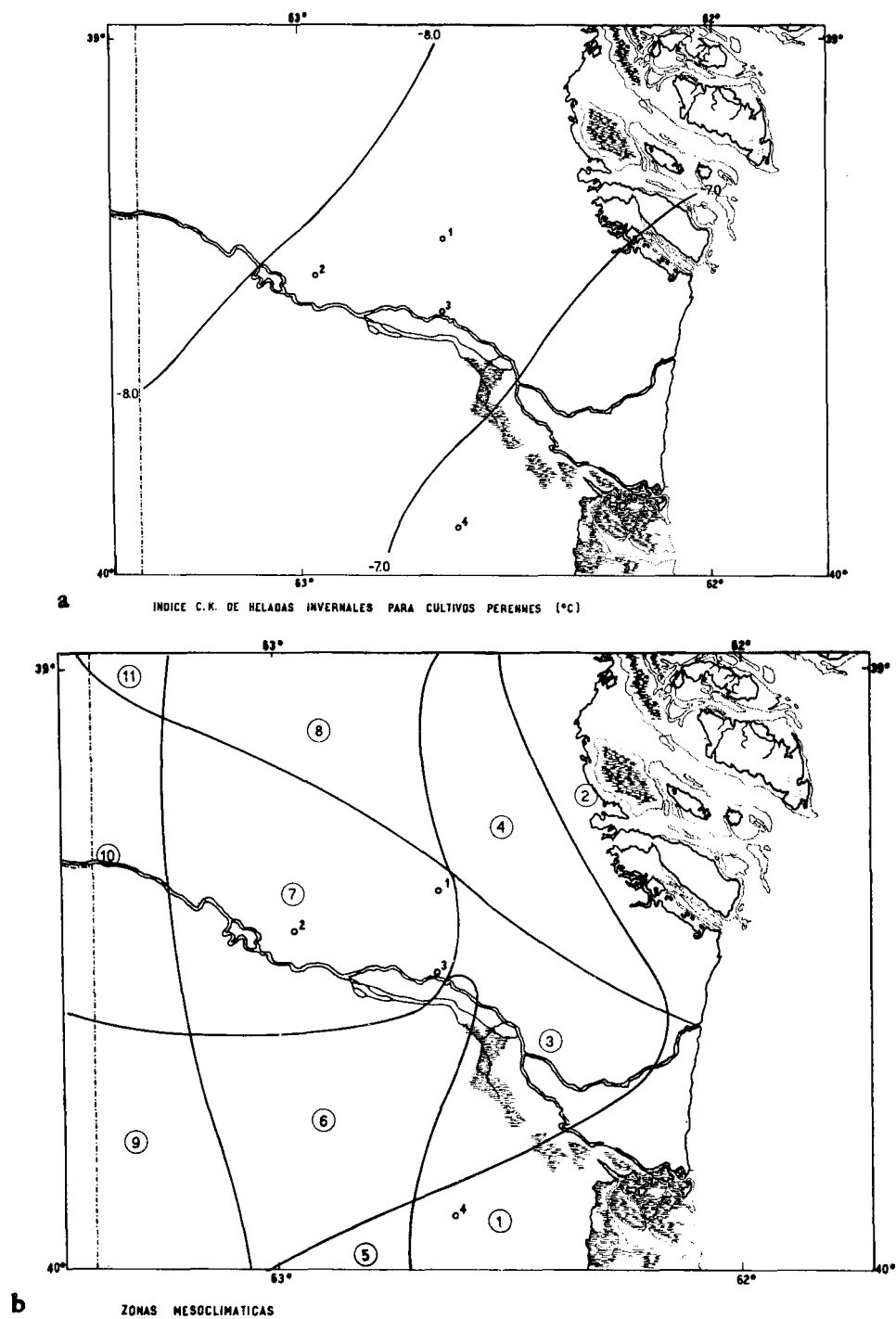


Fig. 54. Elementos del régimen térmico, a) Índice CK de heladas invernales para cultivos perennes, en °C. b) Zonas y subregiones mesoclimáticas en el bajo valle del río Colorado.

CUADRO Nº 18. Amplitudes térmicas diarias con sus promedios anuales, semestrales y estacionales calculadas sobre series de días comunes a las estaciones del valle del Río Colorado y las de comparación: Bahía Blanca y Patagones.

Estaciones	Anual	Semestre cálido	Semestre frío	Primavera	Verano	Otoño	Invierno
Villalonga	12.8	13.9	11.7	13.2	14.6	12.5	10.9
Fortín Mercedes	11.6	12.8	10.4	11.9	13.6	10.9	9.6
Hilario Ascasubi	13.5	14.0	13.0	12.9	15.1	14.5	11.4
Bella Vista	13.2	14.2	12.2	12.8	15.8	13.1	11.3
Bahía Blanca	12.6	14.0	11.3	13.4	14.5	12.7	9.9
Patagones	12.0	13.4	10.6	12.8	14.1	11.3	9.8

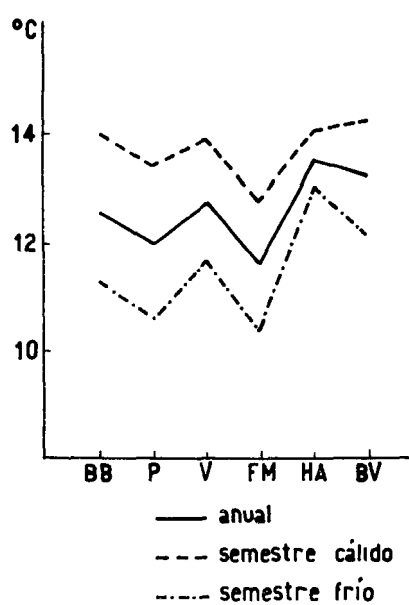


Fig. 55. Amplitudes térmicas diarias, en sus promedios anuales y semestrales, registradas en las estaciones transitorias y básicas del bajo valle del río Colorado.

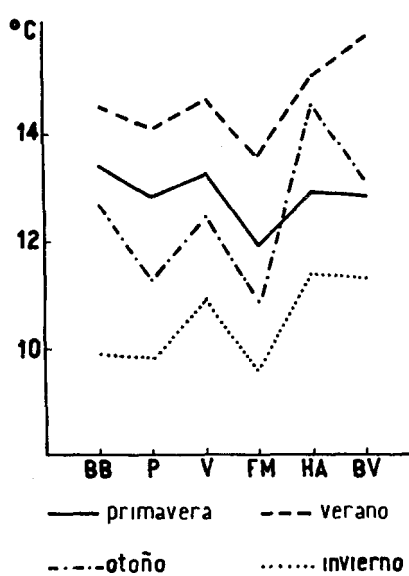


Fig. 56. Amplitudes térmicas diarias, en sus promedios estacionales, registradas en las estaciones transitorias y básicas del bajo valle del río Colorado.

($\sim 10^{\circ}\text{C}$), que lo observado en las estaciones respectivas del alto valle (Cipolletti, $\sim 2-3^{\circ}\text{C}$). Este hecho indica que el efecto de la diferencia de las condiciones físicas de la superficie del suelo, tan notable entre las estaciones del alto valle del Colorado y las de referencia, se subordina aquí a las consecuencias de la circulación regional.

Los valores semestrales de las amplitudes diarias, de mayor magnitud en el semestre cálido y menor en el frío, se apartan más del anual que en el alto valle. Así, mientras en este último casi no existe diferencia entre los promedios de las amplitudes diarias, tomados sobre el período anual o los semestrales, en el bajo valle la diferencia entre los dos semestres es aproximadamente de más de 2°C . Este hecho que se manifiesta, tanto en las estaciones transitorias del bajo valle como en las de referencia, indica que el efecto de la circulación regional de naturaleza estacional (Figs. 66 y 67), se sobrepone a cualquier efecto de superficie.

Los valores correspondientes a las amplitudes diarias ordenadas según las estaciones del año, separan aun más los valores de verano e invierno, en comparación con los ya analizados de los semestres caliente y frío (casi $\Delta 4^{\circ}\text{C}$), observación que corrobora la importancia de la circulación regional en el bajo valle del Colorado. Las menores amplitudes diarias de invierno se explican por la circulación costera que se establece en la capa baja de la troposfera durante la noche, especialmente cuando con frecuencia se forman fuertes inversiones nocturnas en el interior del continente que tienden a elevar las temperaturas mínimas en los puntos cercanos a la costa. Hilario Ascasubi y Bella Vista resultan, sin embargo, las localidades más alejadas de esta influencia y confirman su concreta ubicación en la Zona II, mesoclima 7 de mayor peligrosidad de heladas, según lo descrito en V, 1.

En los cuadros N $^{\circ}$ s 19 y 20 y en las Figs. 57 y 58, se puede observar la variación diaria de la temperatura en función de sus valores extremos, calculados para cada comparación, sobre las tres series con días comunes. En general, las diferencias que las estaciones del bajo valle muestran entre sí y en relación con las estaciones de referencia, son mucho menores y menos sistemáticas que las que se observaron en el alto valle del Colorado. En su casi totalidad, los valores de temperaturas máximas diarias de las estaciones transitorias fueron ligeramente superiores a los de Patagones y menores que los de Bahía Blanca. Las temperaturas mínimas en cambio, resultan muy semejantes entre sí y, en las estaciones del valle, se aproximan más a las registradas en Patagones. Este comportamiento confirma el insignificante efecto que aquí producen las diferencias de las condiciones físicas de la superficie.

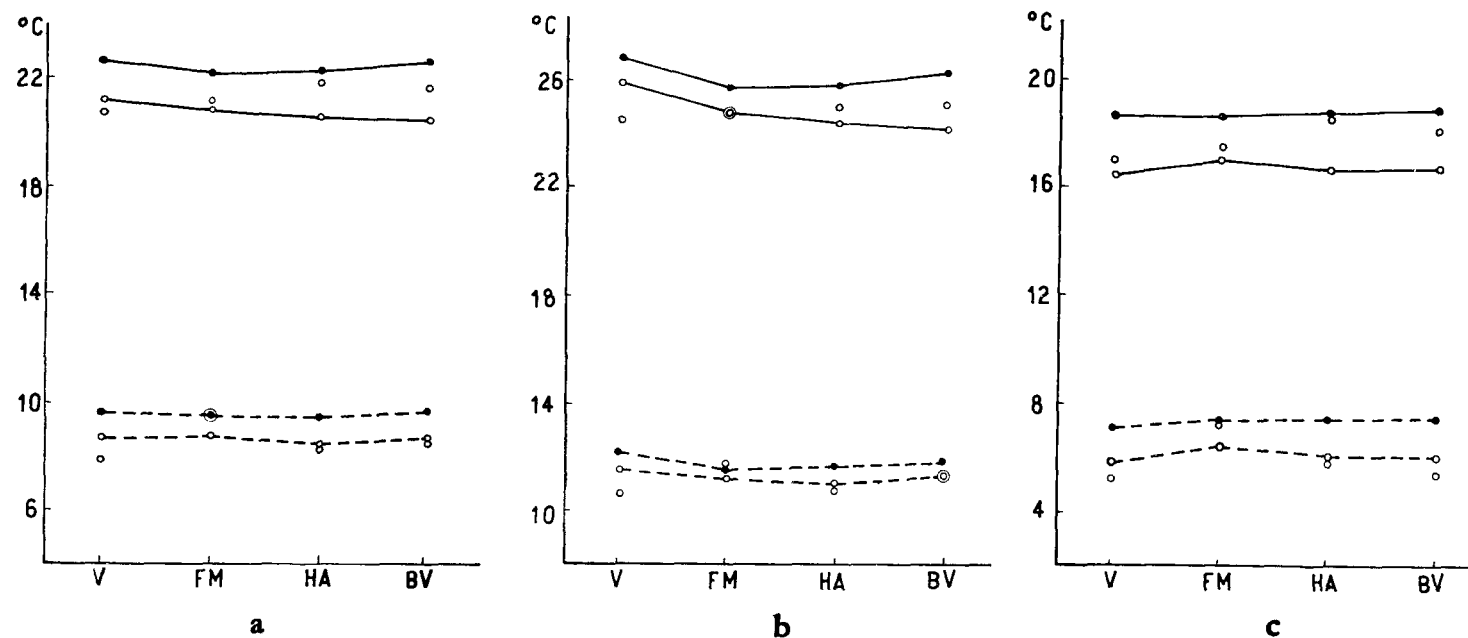
c) Régimen local de heladas

En los cuadros N $^{\circ}$ s 21, 22, 23 y 24 y en las Figs. 59, 60 y 61, se muestran los valores medios de las temperaturas mínimas diarias iguales o inferiores a 0°C , de las estaciones transitorias instaladas en el bajo valle, y su comparación con las estaciones de referencia, Bahía Blanca (\sim a 120 km al N) y Patagones (\sim 125 km al S) de la desembocadura del río Colorado.

Como en IV, 3, los valores utilizados aquí corresponden, en una primera

CUADRO Nº 19. Temperaturas medias máximas y medias mínimas diarias: promedios anuales y semestrales, calculados sobre series de días comunes en las estaciones del valle del río Colorado y las de comparación: Bahía Blanca y Patagones.

Estaciones col. 1	AÑO						SEMESTRE CALIDO						SEMESTRE FRIO					
	Máxima media			Mínima media			Máxima media			Mínima media			Máxima media			Mínima media		
	Est. col. 1	P.	B.B.	Est. col. 1	P.	B.B.	Est. col. 1	P.	B.B.	Est. col. 1	P.	B.B.	Est. col. 1	P.	B.B.	Est. col. 1	P.	B.B.
Villalonga	20.7	21.2	22.7	7.9	8.7	9.7	24.4	25.9	26.8	10.7	11.6	12.2	17.0	16.4	18.6	5.2	5.8	7.1
Fortín Mercedes	21.1	20.8	22.2	9.5	8.8	9.5	24.8	24.8	25.7	11.8	11.2	11.6	17.4	16.9	18.6	7.2	6.4	7.4
Hilario Ascasubi	21.8	20.5	22.2	8.3	8.5	9.5	25.0	24.4	25.8	10.8	11.0	11.7	18.5	16.6	18.7	5.8	6.0	7.4
Bella Vista	21.6	20.4	22.5	8.5	8.7	9.7	25.1	24.2	26.2	11.4	11.4	11.9	18.0	16.7	18.8	5.4	6.0	7.4



Referencias :

—●— B. Blanca max. - - - - B. Blanca min. — — Patagones max. ---- Patagones min.

Estaciones del Bajo Valle max. y min. (V: Villalonga ; F.M: Fortín Mercedes; H.A: Hilario Ascasubi; B.V: Bella Vista)

Fig. 57. Temperaturas medias máximas y medias mínimas diarias calculadas en promedios de series de días comunes, en las estaciones transitorias y básicas del bajo valle del río Colorado, a) Promedios anuales; b) Semestre cálido y c) Semestre frío. (Las referencias que figuran en la tira adjunta a la lámina 57 es común para las figuras 57, 58, 59, 60 y 61).

CUADRO Nº 20. Temperaturas medias máximas y medias mínimas. promedios estacionales, calculados sobre series de días comunes en las estaciones del valle del río Colorado y las de comparación: Bahía Blanca y Patagones.

Estaciones col. 1	PRIMAVERA						VERANO						OTOÑO						INVIERNO					
	Máxima media			Mínima media			Máxima media			Mínima media			Máxima media			Mínima media			Máxima media			Mínima media		
	Est. col. 1	P.	B.B.	Est. col. 1	P.	B.B.	Est. col. 1	P.	B.B.	Est. col. 1	P.	B.B.	Est. col. 1	P.	B.B.	Est. col. 1	P.	B.B.	Est. col. 1	P.	B.B.	Est. col. 1	P.	B.B.
Villalonga	21.3	22.7	23.5	8.1	8.6	8.8	27.6	29.1	30.0	13.3	14.5	15.7	20.7	19.9	22.9	8.2	8.8	10.3	13.2	13.0	14.2	2.1	2.8	3.9
Fortín Mercedes	21.0	20.6	21.5	8.8	7.8	8.1	28.5	28.9	29.9	14.9	14.6	15.0	21.1	20.7	22.7	10.1	8.6	10.2	13.7	13.1	14.6	4.2	4.1	4.7
Hilario Ascasubi	21.0	20.4	21.2	7.8	7.5	7.8	29.0	28.5	30.3	13.7	14.6	15.6	22.5	19.9	22.8	8.1	8.6	10.1	14.5	13.2	14.6	3.4	3.4	4.7
Bella Vista	21.5	21.4	22.3	8.4	8.4	8.3	28.8	27.1	30.1	14.5	14.4	15.5	21.0	19.8	22.7	7.1	8.7	10.1	15.0	13.5	14.8	3.7	3.4	4.8

CUADRO Nº 21. Temperaturas mínimas diarias en series de días comunes en el valle del río Colorado y estaciones de comparación. Caso A) series de días con heladas (mínimas < 0°C) en Villalonga. Caso B) series de días con heladas en Bahía Blanca. Caso C) series de días con heladas en Patagones.

Casos	Meses y Nº de pares comp. Localidades	Mayo	Nº de pares comp.	Junio	Nº de pares comp.	Julio	Nº de pares comp.	Agosto	Nº de pares comp.	Set.	Nº de pares comp.	Oct.	Nº de pares comp.	Nov.	Nº de pares comp.
A	Villalonga	-2.2		-1.8		-1.9		-2.3		-2.2		-0.6		-0.8	
	Bahía Blanca	2.7	13	0.8	9	0.7	8	0.9	9	1.2	4	1.5	1	1.9	1
	Patagones	1.1		-0.1		-0.5		-1.1		-0.1		-0.8		---	
B	Bahía Blanca	-1.8		-1.0		-0.7		-2.3		-1.8		---		---	
	Villalonga	-3.5	3	-1.3	4	-5.1	2	-4.0	3	-2.3	2	---	---	---	---
C	Patagones	-1.3		-1.2		-1.5		-2.0		-0.7		---		---	
	Villalonga	-3.6	5	-1.1	7	-1.4	4	-2.1	6	-2.2	3	---	---	---	---

CUADRO Nº 22. Temperaturas mínimas diarias en series de días comunes en el valle del río Colorado y estaciones de comparación. Caso A) series de días con heladas (mínima < 0°C) en Fortín Mercedes. Caso B) series de días con heladas en Bahía Blanca. Caso C) series de días con heladas en Patagones.

Casos	Meses y Nº de pares comp. Localidades	Mayo	Nº de pares comp.	Junio	Nº de pares comp.	Julio	Nº de pares comp.	Agosto	Nº de pares comp.	Set.	Nº de pares comp.	Oct.	Nº de pares comp.
A	Fortín Mercedes	---		-1.8		-1.5		-1.5		---		---	
	Bahía Blanca		--	0.5	8	0.8	9	-0.8	4		--		--
	Patagones	---		0.5		0.1		-0.5		---		---	
B	Bahía Blanca	-1.8		-1.0		-0.7		-2.3		-0.5		---	
	Fortín Mercedes	3.0	3	-1.0	4	-2.8	2	-1.7	3	1.8	1	---	--
C	Patagones	-1.3		-1.1		-2.2		-1.5		-1.6		-1.5	
	Fortín Mercedes	1.2	5	-1.4	7	-1.0	4	-0.5	6	2.5	3	1.1	1

CUADRO Nº 23. Temperaturas mínimas diarias en series de días comunes en el valle del río Colorado y estaciones de comparación. Caso A) series de días con heladas (mínimas < 0°C) en Hilario Ascasubi. Caso C) series de días con heladas en Patagones.

Casos	Meses y Nº de pares comp. Localidades	Mayo	Nº de pares comp.	Junio	Nº de pares comp.	Julio	Nº de pares comp.	Agosto	Nº de pares comp.	Set.	Nº de pares comp.	Oct.	Nº de pares comp.
A	Hilario Ascasubi	-1.8	5	-2.0	7	-1.9	5	-1.7	8	-0.9	4	-0.7	1
	Bahía Blanca	0.7		0.8		0.0		0.4		0.0		1.7	
	Patagones	-0.8		-0.3		-0.5		0.4		-0.3		0.5	
B	Bahía Blanca	-1.8	3	-1.0	4	-0.7	2	-2.2	3	-1.4	3	—	—
	Hilario Ascasubi	-2.5		-0.5		-3.0		-2.9		-0.1		—	
C	Patagones	-1.4	5	-1.2	7	-2.2	4	-1.5	6	-2.1	3	-0.8	1
	Hilario Ascasubi	0.9		-0.5		-0.7		-1.3		0.8		-0.6	

CUADRO Nº 24. Temperaturas mínimas diarias en series de días comunes en el valle del río Colorado y estaciones de comparación. Caso A) series de días con heladas mínimas $< 0^{\circ}\text{C}$) en Bella Vista. Caso B) series de días con heladas en Bahía Blanca. Caso C) series de días con heladas en Patagones.

Casos	Meses y Nº de pares comp. Localidades	Mayo	Nº de pares comp.	Junio	Nº de pares comp.	Julio	Nº de pares comp.	Agosto	Nº de pares comp.	Set.	Nº de pares comp.	Oct.	Nº de pares comp.
A	Bella Vista	-2.2		-2.4		-2.2		-2.4		-2.5		-0.2	
	Bahía Blanca	1.2	11	-0.2	7	0.8	5	-0.4	1	-1.0	8	-0.9	1
	Patagones	0.2		0.2		-1.2		-1.0		0.2		14.3	
B	Bahía Blanca	-1.8		-1.0		-0.2		-2.2		-1.3		---	---
	Bella Vista	-4.2	3	-1.9	4	-3.0	1	-0.8	3	1.9	2	---	---
C	Patagones	-1.4		-1.2		-2.5		-1.5		-2.2		---	---
	Bella Vista	-2.6	5	-1.2	7	0.7	3	-0.9	6	1.7	2	---	---

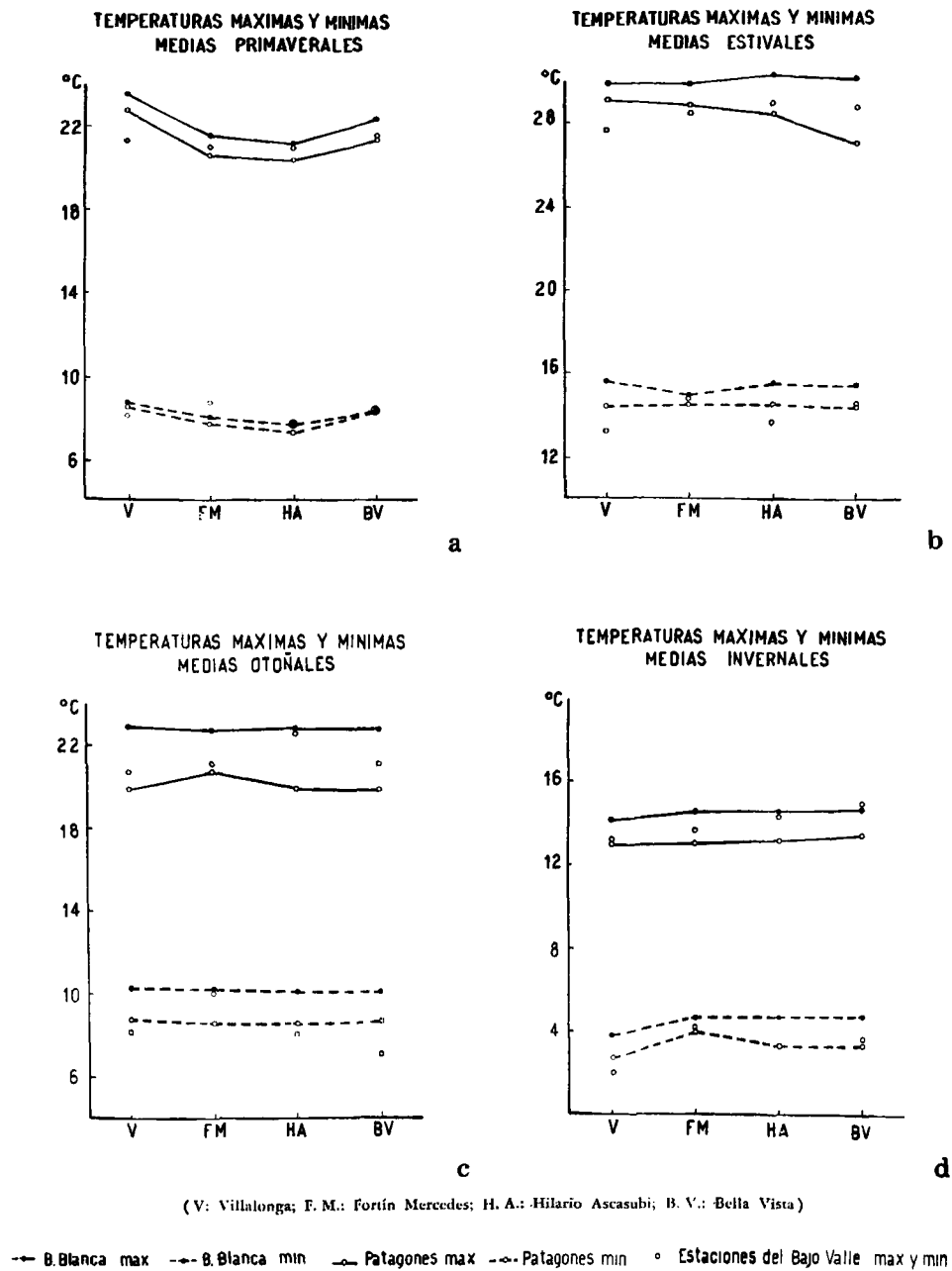


Fig. 58. Temperaturas medias máximas y medias mínimas diarias, calculadas en promedios estacionales de series de días comunes, en las estaciones transitorias y básicas del bajo valle del río Colorado, a) Primavera; b) Verano; c) Otoño; d) Invierno.

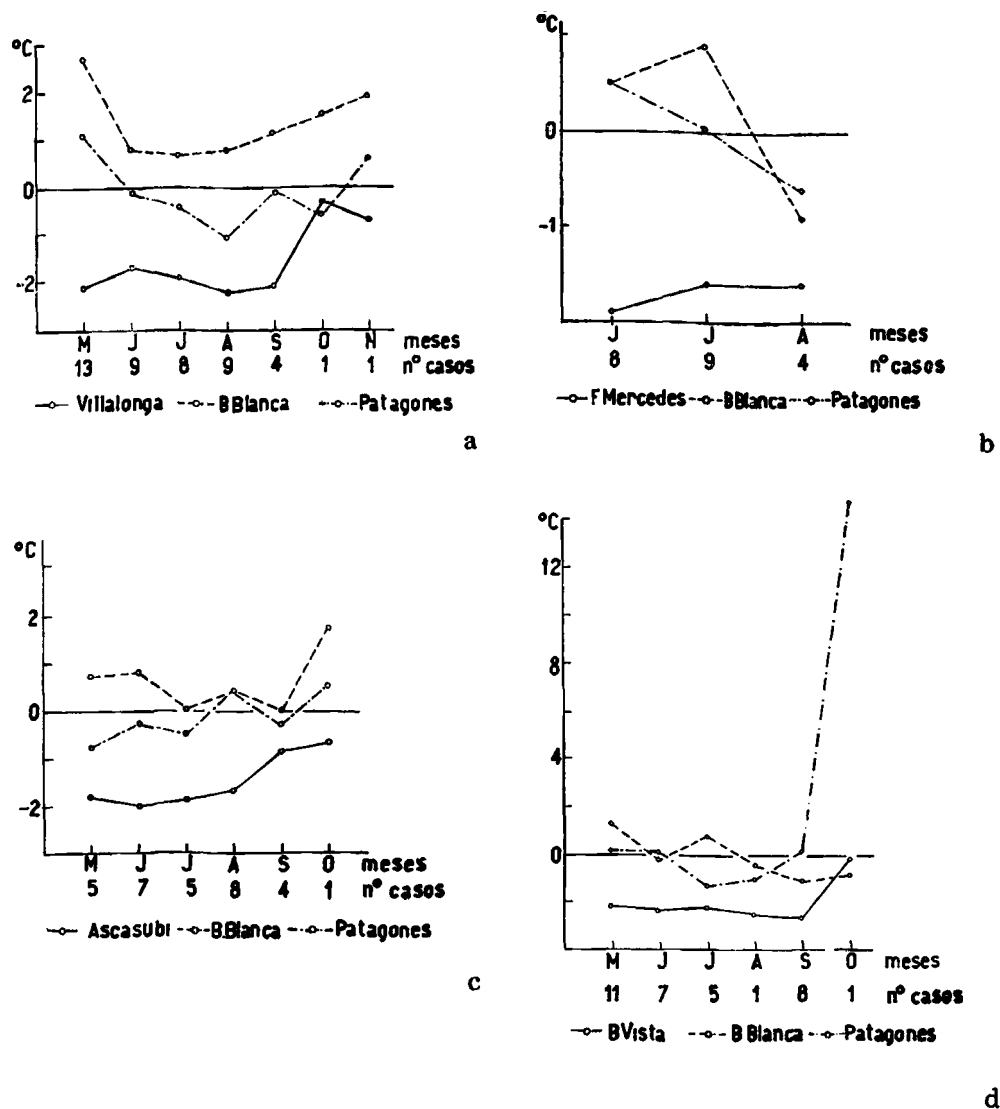


Fig. 59. Promedios de temperaturas mínimas diarias en días con helada registrada en las estaciones transitorias y su comparación con el promedio de las mínimas registradas esos mismos días en las estaciones básicas del río Colorado Inferior; a) Días con heladas en Villalonga; b) Días con helada en Fortín Mercedes; c) Días con helada en Hilario Ascasubi y d) Días con helada en Bella Vista.

comparación, a los días con temperaturas de helada en cada estación transitoria y el que resulta con las temperaturas mínimas de esos mismos días en las estaciones básicas. (Fig. 59). En una segunda comparación, se calcularon los valores medios de las temperaturas mínimas de los días con helada en las estaciones básicas y las mínimas de las correspondientes de las estaciones transitorias (Figs. 60 y 61).

Si se consideran las comparaciones en las que se tomaron como base las estaciones transitorias, que reúnen el mayor número de pares de observaciones, se puede comprobar que estas registraron temperaturas mínimas medias de helada más bajas que las de comparación y que esa diferencia es generalmente menor de 2°C. Si se tiene en cuenta que en este caso las estaciones básicas se encuentran muy próximas a la costa y que la diferencia es menor que en el alto valle del río Colorado, se puede deducir nuevamente cuán pequeño resulta el efecto de las condiciones físicas de la superficie en una región donde este efecto debe ser atribuido, en parte, a estas condiciones y a la circulación costera. O en otras palabras, frente a esta diferencia se puede apreciar la magnitud del efecto de las condiciones físicas de la superficie en el alto valle de los ríos Colorado y Negro donde el mismo no es compartido por la advección marina. En estas comparaciones también se comprueba que Bahía Blanca, ubicada aproximadamente 245 km más al norte que Patagones, tiene temperaturas medias mínimas algo superiores cuando ocurren temperaturas de heladas en las transitorias.

Esta menor diferencia entre las estaciones transitorias y básicas en el bajo valle, también se observa cuando se analizan las comparaciones en las que se tomaron como base las temperaturas mínimas diarias de los días con heladas en las estaciones permanentes. En este caso la menor duración del período de observaciones disponible que en el alto valle, la menor ocurrencia de heladas en esas estaciones costeras y la mayor uniformidad de todo el ambiente, dio menos consistencia a las diferencias. Sin embargo, la comparación con Bahía Blanca (Fig. 60) muestra, especialmente en el mes más frío (julio), que las mínimas de helada son algo menores en las estaciones transitorias. En la comparación con Patagones (Fig. 61) se observa que mientras Villalonga, su estación más próxima, resulta muy semejante, en las restantes las temperaturas mínimas en los días con helada en Patagones, son levemente superiores.

d) Régimen local de la humedad del aire

Los cuadros N°s 25, 26, 27 y 28 y las Figs. 62, 63, 64 y 65, muestran los resultados de la comparación de los valores de humedad del aire en superficie, entre las estaciones transitorias y permanentes básicas de la región del bajo valle del río Colorado. En ellas se pueden observar los valores medios de la tensión del vapor y el déficit de saturación, calculados sobre series de días comunes para cada estación transitoria y la correspondiente permanente, en sus valores mensuales, estacionales, semestrales y anuales.

Si se observan los valores absolutos, tanto de tensión del vapor como de déficit de saturación, en toda la región analizada y se los compara, en forma

CUADRO Nº 25. Comparación del contenido de humedad en el aire y el déficit de saturación entre Villalonga, Bahía Blanca y Patagones sobre serie de días comunes

Meses	Hora de temperatura máxima					Hora de temperatura mínima					Hora de temperatura máxima					Hora de temperatura mínima				
	Villalonga Bahía Blanca					Villalonga Bahía Blanca					Villalonga Patagones					Villalonga Patagones				
	T.V.	D.S.	T.V.	D.S.	Dif.	T.V.	D.S.	T.V.	D.S.	Dif.	T.V.	D.S.	T.V.	D.S.	Dif.	T.V.	D.S.	T.V.	D.S.	Dif.
Enero	10.2	28.2	10.7	28.5	-0.3	14.5	1.8	15.3	3.5	-1.7	10.2	28.2	8.4	26.4	1.8	14.5	1.8	14.3	3.0	-1.2
Febrero	9.8	24.2	10.9	28.0	-3.8	13.5	1.8	15.5	3.2	-1.4	9.8	24.2	8.7	24.9	-0.7	13.5	1.8	14.4	2.9	-0.9
Marzo	10.3	16.2	12.9	14.9	1.3	11.9	1.6	13.7	3.0	-1.4	10.3	16.2	8.6	16.8	-0.6	11.9	1.6	13.2	2.2	0.6
Abril	8.4	16.8	11.6	16.4	0.4	10.0	1.2	12.7	3.5	-1.3	8.4	16.8	7.8	16.3	0.5	10.0	1.2	11.0	2.6	-1.4
Mayo	7.1	11.1	8.5	12.0	-0.9	7.8	1.0	9.0	3.0	-2.0	7.1	11.1	7.4	11.6	-0.5	7.8	1.0	7.6	1.8	-0.8
Junio	7.3	6.5	8.2	8.0	1.5	7.5	0.6	9.2	2.1	-1.5	7.3	6.5	7.6	7.3	-0.8	7.5	0.6	7.8	1.1	-0.5
Julio	8.4	6.4	9.3	6.4	0.0	7.5	0.6	9.5	1.6	-1.0	8.4	6.4	7.8	5.8	0.6	7.5	0.6	8.6	1.0	-0.4
Agosto	7.3	8.0	7.8	8.4	-0.4	9.4	2.2	8.5	1.6	-0.6	7.3	8.0	7.3	8.2	-0.2	9.4	2.2	7.6	1.2	1.0
Setiembre	7.9	8.8	9.4	8.8	0.0	8.3	1.0	9.7	1.5	-0.5	7.9	8.8	7.8	9.4	-0.6	8.3	1.0	8.5	1.2	-0.2
Octubre	9.6	12.6	11.5	11.9	0.7	9.7	1.1	11.3	1.5	-0.4	9.6	12.6	6.4	13.7	-1.1	9.7	1.1	10.2	1.5	-0.4
Noviembre	9.5	17.3	11.4	20.4	-2.1	11.6	1.2	14.1	1.8	-0.6	9.5	17.3	8.4	17.6	-0.3	11.6	1.2	11.7	1.8	-0.6
Diciembre	11.2	24.8	11.8	24.9	-0.1	13.9	1.6	15.1	3.5	-1.9	11.2	24.8	10.2	24.8	0.0	13.9	1.6	13.4	3.4	-1.8
Anual	8.9	15.1	10.3	15.7	-0.6	10.5	1.3	12.0	2.5	-1.2	8.9	15.1	8.0	15.2	-0.1	10.5	1.3	10.7	2.0	-0.7
Semestre cálido	9.7	19.3	11.0	20.4	-1.1	11.9	1.4	13.5	2.5	-1.1	9.7	19.3	8.3	19.5	-0.2	11.9	1.4	12.0	2.3	-0.9
Semestre frío	8.2	10.8	9.7	11.0	-0.2	9.0	1.2	10.5	2.5	-1.3	8.2	10.9	7.8	10.8	0.1	9.0	1.2	9.3	1.6	-0.4
Primavera	9.0	12.9	10.8	13.7	-0.8	9.9	1.1	11.7	1.6	-0.4	9.0	12.9	7.5	13.6	-0.7	9.9	1.1	10.1	1.5	-0.4
Verano	10.4	25.7	11.1	27.1	-1.4	13.9	1.7	15.3	3.4	-1.7	10.4	25.7	9.1	25.4	0.3	13.9	1.7	14.0	3.1	-1.4
Otoño	8.6	14.7	11.0	14.4	0.3	9.9	1.3	11.8	3.2	-1.9	8.6	14.7	7.9	14.6	0.1	9.9	1.3	10.6	2.2	-0.9
Invierno	7.7	7.0	8.4	7.6	-0.6	8.1	1.1	9.1	1.8	-0.7	7.7	7.0	7.6	7.1	0.1	8.1	1.1	8.0	1.1	0.0

CUADRO Nº 26. Comparación del contenido de humedad en el aire y el déficit de saturación entre Fortín Mercedes, Bahía Blanca y Patagones sobre serie de días comunes.

Meses	Hora de temperatura máxima					Hora de temperatura mínima					Hora de temperatura máxima					Hora de temperatura mínima				
	F. Mercedes Bahía Blanca					F. Mercedes Bahía Blanca					F. Mercedes Patagones					F. Mercedes Patagones				
	T.V.	D.S.	T.V.	D.S.	Dif.	T.V.	D.S.	T.V.	D.S.	Dif.	T.V.	D.S.	T.V.	D.S.	Dif.	T.V.	D.S.	T.V.	D.S.	Dif.
Enero	14.4	26.7	12.2	27.1	-0.4	16.8	1.3	15.4	2.6	-1.3	14.4	26.7	9.1	25.6	1.1	16.8	1.3	15.1	2.4	-1.1
Febrero	13.1	23.0	10.9	26.6	-3.3	14.4	1.0	14.9	3.2	-2.2	13.1	23.0	8.2	23.8	-0.8	14.4	1.0	14.9	2.2	-1.2
Marzo	11.2	16.6	12.5	15.1	1.5	11.7	1.7	13.4	3.1	-1.4	11.2	16.6	8.4	16.4	0.2	11.7	1.7	13.1	2.4	-0.7
Abril	10.7	15.3	11.0	16.3	-1.0	11.8	1.7	12.1	3.0	-1.3	10.7	15.3	7.3	16.2	-0.9	11.8	1.7	10.6	2.8	-1.1
Mayo	8.8	10.4	8.8	12.2	-1.8	8.2	1.0	9.1	2.9	-1.9	8.8	10.4	6.5	11.6	-1.2	8.2	1.0	7.6	1.7	-0.7
Junio	8.4	6.5	8.2	7.4	-0.9	8.2	0.9	9.2	2.2	-1.3	8.4	6.5	6.7	7.4	-0.9	8.2	0.9	7.7	1.0	-0.1
Julio	9.2	6.3	9.3	6.8	-0.5	8.7	0.5	9.6	1.5	-1.0	9.2	6.3	7.7	5.5	0.8	8.7	0.5	8.6	1.3	-0.8
Agosto	8.4	7.3	7.8	8.5	-1.2	8.1	0.6	8.5	1.8	-1.2	8.4	7.3	6.9	8.2	-0.9	8.1	0.6	7.7	1.2	-0.6
Setiembre	8.6	7.3	8.8	7.6	-0.3	9.1	0.7	9.2	1.3	-0.6	8.6	7.3	6.8	7.5	-0.2	9.1	0.7	8.8	1.3	-0.6
Octubre	10.2	10.2	10.7	9.2	1.0	10.5	0.7	10.5	1.2	-0.5	10.2	10.2	8.8	11.0	-0.8	10.5	0.7	10.0	0.8	-0.1
Noviembre	11.4	17.6	10.8	19.7	-2.1	12.8	1.2	13.4	1.8	-0.6	11.4	17.6	10.2	16.0	1.6	12.8	1.2	10.5	2.6	-1.4
Diciembre	13.1	22.3	12.2	24.8	-2.5	14.4	1.8	15.3	3.1	-1.3	13.1	22.4	10.0	24.2	-1.8	14.4	1.8	14.0	1.8	0.0
Anual	10.6	14.1	10.3	15.1	-1.0	11.3	1.1	11.7	2.3	-1.2	10.6	14.1	8.0	14.4	-0.3	11.3	1.1	10.7	1.8	-0.7
Semestre cálido	11.8	17.8	11.0	19.2	-1.4	13.0	1.2	13.1	2.2	-1.0	11.8	17.8	8.8	18.0	-0.2	13.0	1.2	12.2	1.9	-0.7
Semestre frío	9.4	10.4	9.6	11.0	-0.6	9.6	1.1	10.3	2.4	-1.3	9.4	10.4	7.2	10.8	-0.4	9.6	1.1	9.2	1.8	-0.7
Primavera	10.1	11.7	10.1	12.2	-0.5	10.8	0.9	11.0	1.4	-0.5	10.1	11.7	8.6	11.5	0.2	10.8	0.9	9.8	1.6	-0.7
Verano	13.5	24.0	11.8	26.2	-2.2	15.2	1.4	15.2	3.0	-1.6	13.5	24.0	9.1	24.5	-0.5	15.2	1.4	14.6	2.1	-0.7
Otoño	10.2	14.1	10.8	14.5	-0.4	10.6	1.5	11.5	3.0	-1.5	10.2	14.1	7.4	14.7	-0.5	10.6	1.5	10.4	2.3	-0.8
Invierno	9.6	6.7	8.4	7.6	-0.9	8.6	0.7	9.1	1.8	-1.1	8.6	6.7	7.1	7.0	-0.3	8.6	0.7	8.0	1.2	-0.5

CUADRO Nº 27. Comparación del contenido de humedad en el aire y el déficit de saturación entre Hilario Ascasubi, Bahía Blanca y Patagones sobre serie de días comunes.

Meses	Hora de temperatura máxima					Hora de temperatura mínima					Hora de temperatura máxima					Hora de temperatura mínima				
	H. Ascasubi		Bahía Blanca			H. Ascasubi		Bahía Blanca			H. Ascasubi		Patagones			H. Ascasubi		Patagones		
	T.V.	D.S.	T.V.	D.S.	Dif.	T.V.	D.S.	T.V.	D.S.	Dif.	T.V.	D.S.	T.V.	D.S.	Dif.	T.V.	D.S.	T.V.	D.S.	Dif.
Enero	11.3	28.8	11.2	30.4	-1.6	13.2	2.3	15.3	3.4	-1.1	11.3	28.8	8.4	21.5	7.3	13.2	2.3	14.4	3.2	-0.9
Febrero	13.5	24.0	12.9	26.6	-2.6	14.9	2.3	17.1	4.0	-1.7	13.5	24.0	10.0	23.3	0.7	14.9	2.3	16.4	2.4	-0.1
Marzo	11.2	17.6	12.9	15.8	1.8	12.2	2.2	13.1	3.2	-1.0	11.2	17.6	8.6	16.7	0.9	12.2	2.2	12.9	2.5	-0.3
Abril	8.5	18.0	11.0	16.4	1.6	10.2	2.0	12.0	3.2	-1.2	8.5	18.0	7.4	16.0	2.0	10.2	2.0	10.6	2.7	-0.7
Mayo	7.8	12.4	8.8	11.6	0.8	8.0	1.8	8.8	3.0	-1.2	7.8	12.4	6.3	11.1	1.3	8.0	1.8	7.4	1.9	-0.1
Junio	10.4	10.4	8.2	8.3	2.1	8.4	0.9	9.2	2.0	-1.1	10.4	10.4	7.1	7.2	3.2	8.4	0.9	7.7	0.8	0.1
Julio	8.5	7.6	9.3	6.6	1.0	8.5	1.0	9.5	1.6	-0.6	8.5	7.6	7.8	5.6	2.0	8.5	1.0	8.5	0.8	0.2
Agosto	7.9	8.0	7.7	8.4	-0.4	8.0	1.2	8.2	1.8	-0.6	7.9	8.0	7.0	8.0	0.0	8.0	1.2	7.6	0.8	0.2
Setiembre	7.6	10.0	9.0	8.0	2.0	8.6	1.0	9.8	1.6	-0.6	7.6	10.0	6.8	9.0	1.0	8.6	1.0	8.4	0.9	0.1
Octubre	9.4	14.4	11.4	11.0	3.4	10.0	1.6	11.4	0.9	0.7	9.4	14.4	7.3	13.6	0.8	10.0	1.6	10.3	1.2	0.4
Noviembre	9.8	20.0	11.3	20.3	-0.3	11.4	2.4	14.3	1.7	0.7	9.8	20.0	9.2	17.3	2.7	11.4	2.4	11.0	2.4	0.0
Diciembre	12.2	19.6	12.2	24.8	-4.2	13.2	2.3	15.0	3.3	-1.0	12.2	19.6	11.0	24.4	-4.8	13.2	2.3	13.2	3.4	-0.9
Anual	9.8	15.9	10.5	15.6	0.3	10.6	1.8	12.0	2.4	-0.6	9.8	15.9	8.1	14.5	1.4	10.6	1.8	15.7	1.9	-0.1
Semestre cálido	10.6	19.4	11.4	20.2	-0.8	11.9	2.0	13.8	2.4	-0.4	10.6	19.4	8.8	18.2	1.2	11.9	2.0	12.2	2.2	-0.2
Semestre frío	9.0	12.4	9.6	11.0	1.4	9.3	1.5	10.2	2.4	-0.9	9.0	12.4	7.4	10.8	-1.6	9.3	1.5	9.1	1.6	-0.1
Primavera	8.9	14.8	10.6	13.1	1.7	10.0	1.7	11.8	1.4	0.3	8.9	14.8	7.8	13.3	1.5	10.0	1.7	9.9	1.5	0.2
Verano	12.3	24.1	12.1	27.3	-3.2	13.8	2.3	15.8	3.5	-1.2	12.3	24.1	9.8	23.1	1.0	13.8	2.3	14.6	3.0	-0.7
Otoño	9.2	16.0	10.9	14.6	1.4	10.3	2.0	11.3	3.1	-1.0	9.2	16.0	7.4	14.6	1.4	10.3	2.0	10.3	2.4	-0.4
Invierno	8.6	8.7	8.4	7.4	1.3	8.3	1.0	9.0	1.8	-0.7	8.9	8.7	7.3	6.9	1.8	8.3	1.0	7.9	0.8	0.2

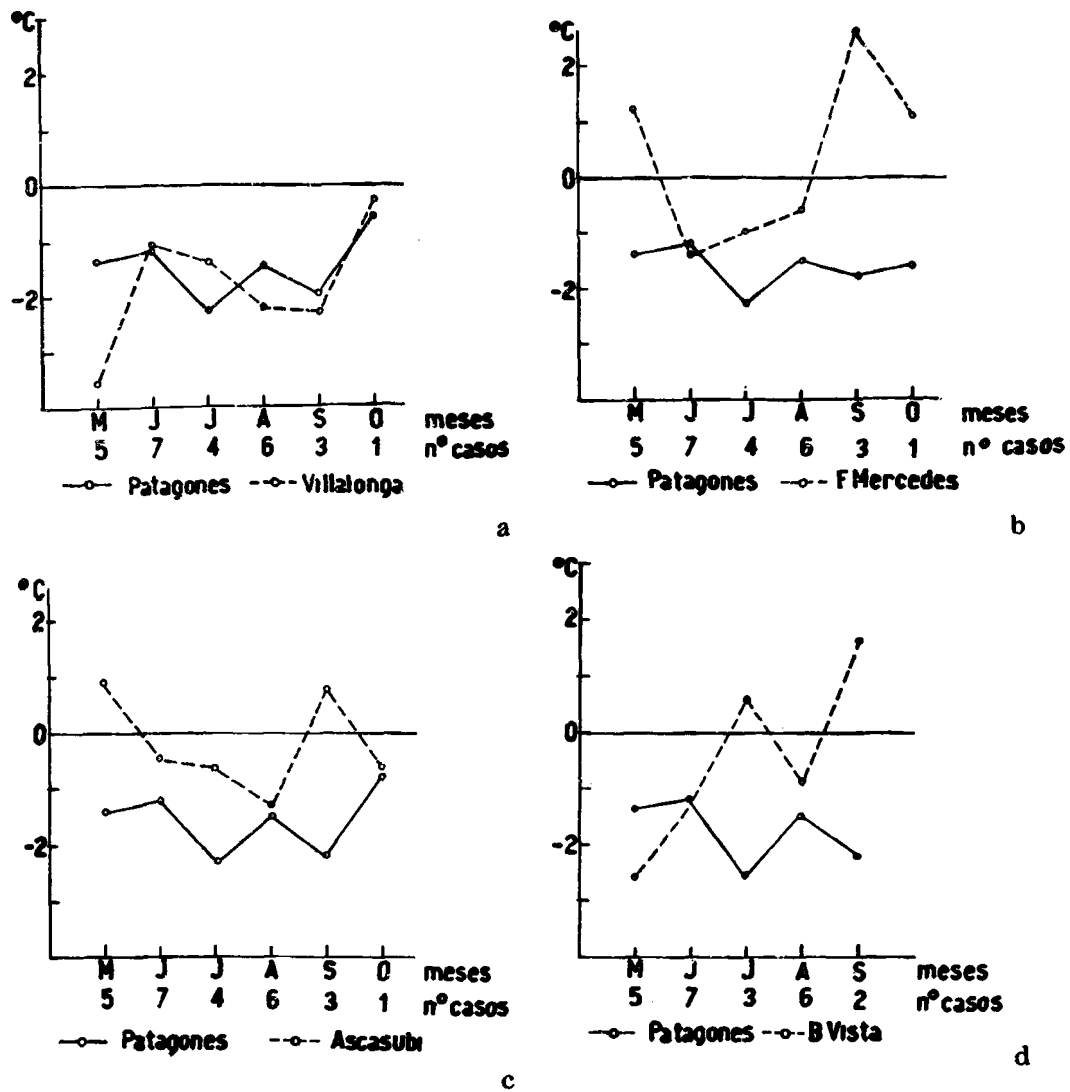


Fig. 60. Promedios de temperaturas mínimas diarias en días con helada registrada en la estación básica de Patagones y su comparación con el promedio de las temperaturas mínimas ocurridas esos mismos días en las estaciones transitorias del río Colorado Inferior; a) Comparación con Villalonga; b) Comparación con Fortín Mercedes; c) Comparación con Hilario Ascasubi y d) Comparación con Bella Vista.

CUADRO Nº 28. Comparación del contenido de humedad del aire y el déficit de saturación entre Bella Vista, Bahía Blanca y Patagones sobre serie de días comunes.

Meses	Hora de temperatura máxima					Hora de temperatura mínima					Hora de temperatura máxima					Hora de temperatura mínima				
	Bella Vista		Bahía Blanca		Dif.	Bella Vista		Bahía Blanca		Dif.	Bella Vista		Patagones		Dif.	Bella Vista		Patagones		Dif.
	T.V.	D.S.	T.V.	D.S.		T.V.	D.S.	T.V.	D.S.		T.V.	D.S.	T.V.	D.S.		T.V.	D.S.	T.V.	D.S.	
Enero	14.7	26.8	11.4	29.0	-2.2	14.7	2.0	16.1	3.4	-1.4	14.7	26.8	8.4	27.6	-0.8	14.7	2.0	14.6	3.0	-1.0
Febrero	12.8	24.6	17.3	20.7	3.9	14.2	1.9	14.9	3.4	-1.5	12.8	24.6	10.0	25.2	-0.6	14.2	1.9	14.8	3.0	-1.1
Marzo	12.6	16.2	12.7	15.3	0.9	11.8	1.5	13.3	3.1	-1.6	12.6	16.2	8.2	16.6	-0.4	11.8	1.5	13.0	2.7	-1.2
Abril	10.7	14.5	11.2	16.4	-1.9	9.7	1.6	12.0	3.7	-2.1	10.7	14.5	7.0	16.3	-1.8	9.7	1.6	10.9	3.2	-1.6
Mayo	8.2	10.0	8.6	11.6	-1.6	7.3	1.6	9.1	3.2	-1.6	8.2	10.0	5.2	11.3	-1.3	7.3	1.6	7.4	1.9	-0.3
Junio	8.2	6.8	8.7	8.2	-1.4	8.6	1.5	9.1	2.2	-1.7	8.2	6.8	5.6	7.0	-0.2	8.6	1.5	7.7	0.9	0.6
Julio	9.1	8.4	9.5	7.8	0.6	7.8	1.2	8.9	2.4	-1.2	9.1	8.4	6.1	7.0	1.4	7.8	1.2	8.8	0.8	0.4
Agosto	8.6	9.3	8.6	8.6	0.7	8.0	1.0	8.9	2.4	-1.4	8.6	9.3	5.8	9.4	-0.1	8.0	1.0	7.8	0.6	0.4
Setiembre	9.0	10.5	9.2	9.3	1.2	8.8	1.1	9.9	1.6	-0.5	9.0	10.5	5.4	10.0	0.5	8.8	1.1	8.5	1.3	-0.2
Octubre	10.6	11.3	11.4	10.4	0.9	10.1	1.3	11.2	1.7	-0.4	10.6	11.3	6.0	12.4	-1.1	10.1	1.3	9.9	1.2	0.1
Noviembre	12.4	22.2	13.6	24.2	-2.0	12.8	2.2	15.8	4.1	-1.9	12.4	22.2	8.8	22.5	-0.3	12.9	2.2	12.1	2.0	0.2
Diciembre	13.6	25.0	12.4	26.5	1.5	13.6	1.9	14.8	5.5	-3.6	13.6	25.0	8.3	27.0	-2.0	13.6	1.9	13.0	4.1	-2.2
Anual	10.9	15.5	11.2	15.7	-0.2	10.6	1.5	12.0	3.0	-1.5	10.9	15.5	7.1	16.0	-0.5	10.6	1.5	10.7	2.0	-0.5
Semestre cálido	12.2	20.0	12.6	20.0	0.0	12.4	1.7	13.8	3.3	-1.6	12.2	20.0	7.8	20.8	-0.8	12.4	1.7	12.2	2.4	-0.7
Semestre frío	9.6	10.9	9.8	11.3	-0.4	8.8	1.4	10.2	2.8	-1.4	9.6	10.9	6.3	11.1	-0.2	8.8	1.4	9.2	1.7	-0.3
Primavera	10.7	14.6	11.4	14.6	0.0	10.6	1.5	12.3	2.5	-1.0	10.7	14.6	6.7	15.0	-0.4	10.6	1.5	10.2	1.5	0.0
Verano	13.7	25.4	13.7	25.4	0.0	14.2	1.9	15.3	4.1	-2.2	13.7	25.4	8.9	26.6	-1.2	14.2	1.9	14.1	3.4	-1.5
Otoño	10.5	13.6	10.8	14.4	-0.8	9.6	1.6	11.5	3.3	-1.7	10.5	13.6	6.8	14.4	-0.8	9.6	1.6	10.4	2.6	-1.0
Invierno	8.6	8.2	8.9	8.2	0.0	8.1	1.2	9.0	2.3	-1.1	8.6	8.2	5.8	7.8	0.4	8.1	1.2	8.1	0.8	0.4

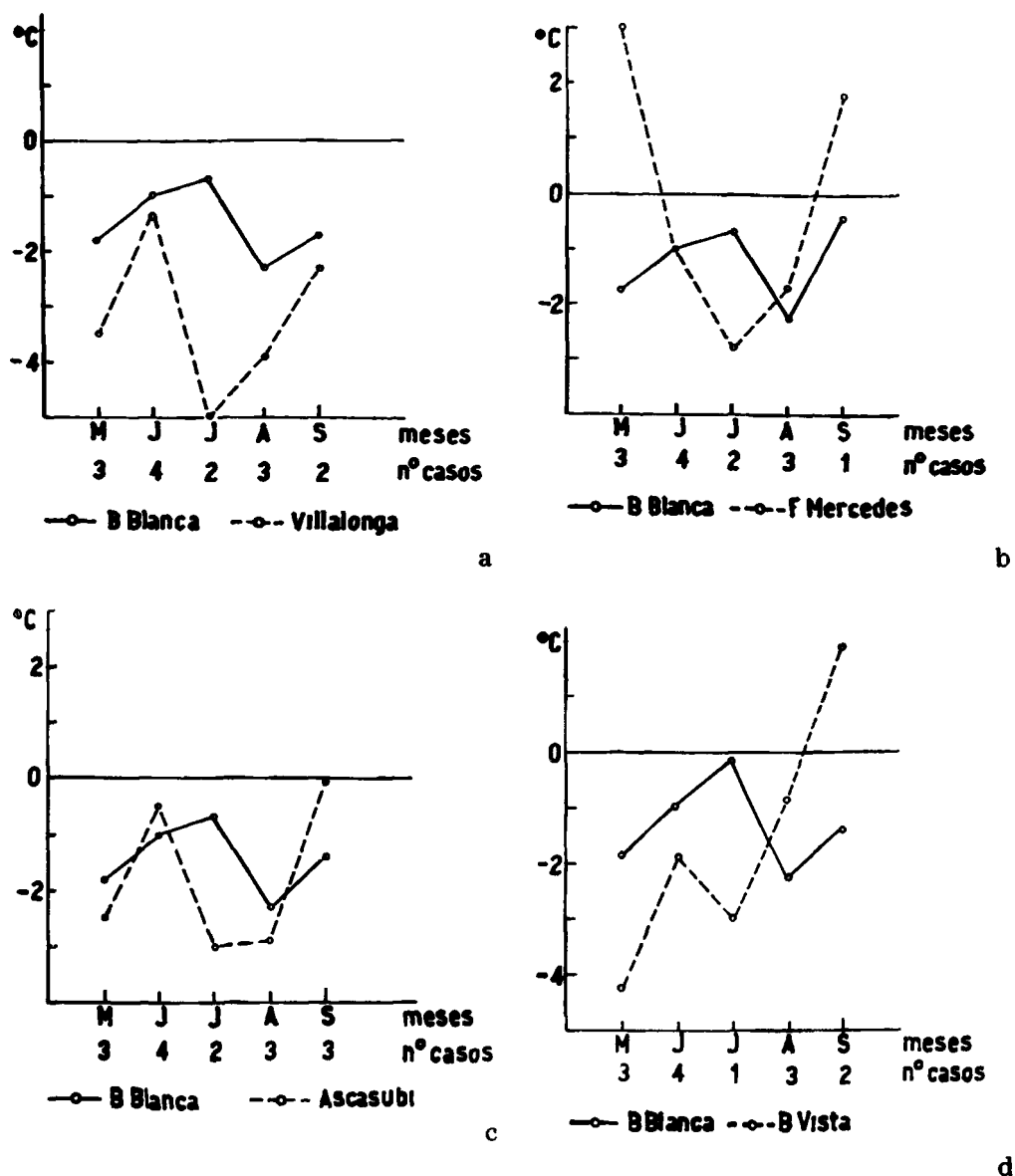


Fig. 61. Promedios de temperaturas mínimas diarias en día con helada registrada en la estación básica de Bahía Blanca y su comparación con el promedio de las temperaturas mínimas ocurridas esos mismos días en las estaciones transitorias del río Colorado Inferior; a) Comparación con Villalonga; b) Comparación con Fortín Mercedes; c) Comparación con Hilario Acasubi y d) Comparación con Bella Vista.

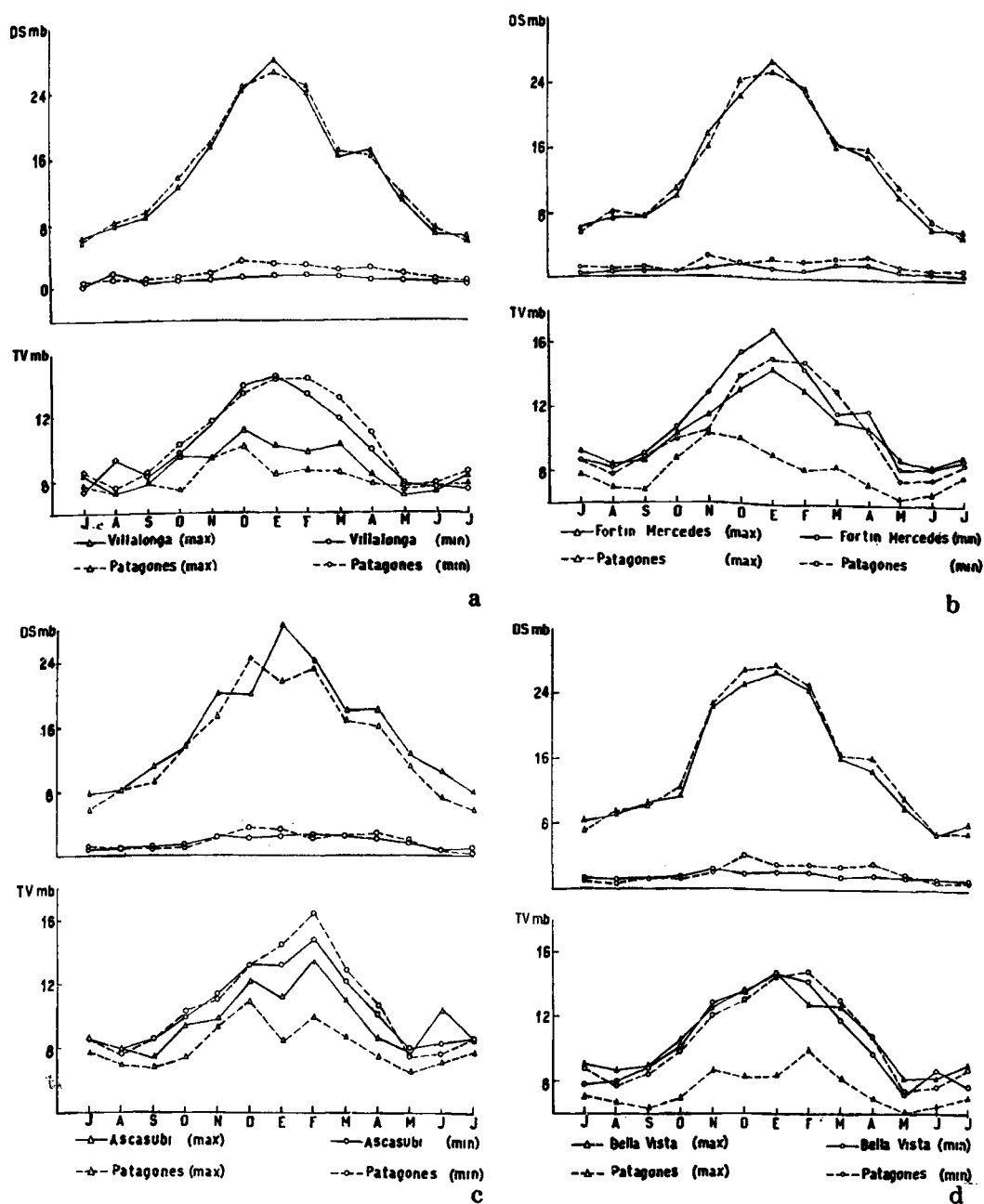


Fig. 62. Marcha media mensual (ordenadas) del déficit de saturación (abscisas) (DS mb) y de la tensión del vapor de agua (abscisas) (TV mb) en milibares, en las horas de máxima (A) y mínima temperaturas diarias (0). Valores promedios calculados sobre series de días comunes en las estaciones transitorias y la básica de Patagones; a) Comparación con Villalonga; b) Comparación con Fortín Mercedes; c) Comparación con Hilario Ascasubi y d) Comparación con Bella Vista.

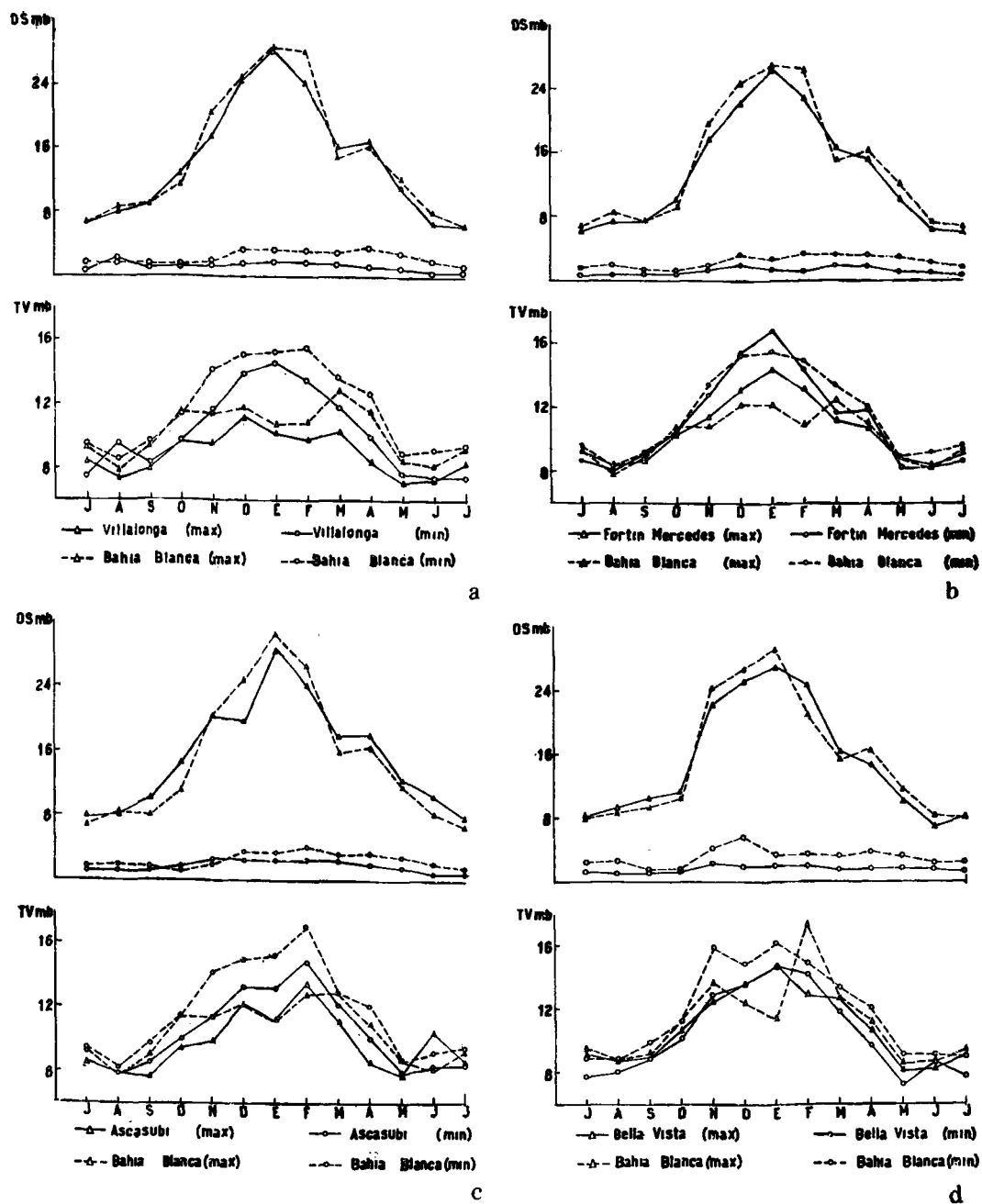


Fig. 63. Marcha media mensual (ordenadas) del déficit de saturación (abcisas) (DS mb) y de la tensión del vapor de agua (abcisas) (TV mb) en milibares, en las horas de máxima (Δ) y mínima temperaturas diarias (O). Valores promedios calculados sobre series de días comunes en las estaciones transitorias y la básica de Bahía Blanca; a) Comparación con Villalonga; b) Comparación con Fortín Mercedes; c) Comparación con Hilario Ascasubi y d) Comparación con Bella Vista.

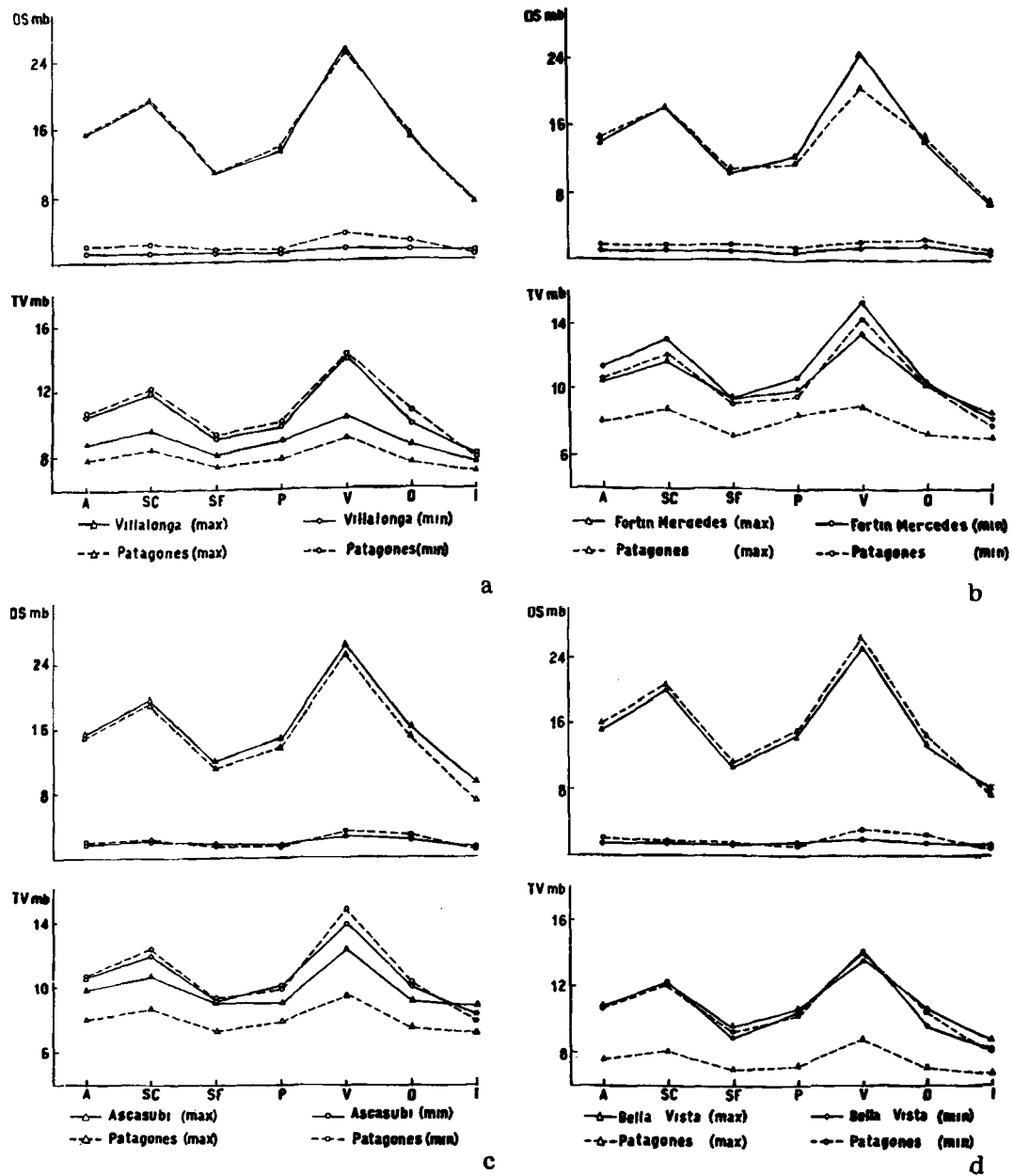


Fig. 64. Promedios anuales (A); semestrales (SC: semestre cálido; SF: semestre frío) y estacionales (P: primavera; V: verano; O: otoño; I: invierno) en abscisas, del déficit de saturación (ordenadas, DS mb) y de la tensión del vapor (ordenadas, TV mb), en la hora de máxima ($\Delta \times$) y mínimas temperaturas diarias (O). Valores promedio calculados sobre series de días comunes para cada estación transitoria y la básica de Patagonia; a) Comparación con Villalonga; b) Comparación con Fortín Mercedes; c) Comparación con Hilario Ascasubi y d) Comparación con Bella Vista.

general, con los correspondientes obtenidos en el alto valle del Colorado, se puede comprobar dos hechos principales. En primer lugar, en el bajo valle los valores de tensión del vapor, o sea la concentración de vapor en el aire, es algo superior, mientras que el déficit de saturación indica que la sequedad del aire no es tan pronunciada como en el alto valle. En este último indicador los valores tienden a asemejarse a los que se registran en los valles ya regados del oeste como el alto valle del río Negro. Estos hechos se corresponden con dos factores geográficos ya analizados, la distancia al mar de la región y su ubicación bajo una masa de aire desecada por la actividad frontal en verano y, en invierno, caracterizada por el aporte de aire seco desde el SW. Pero los hechos que más notablemente resaltan de esta comparación son la variación diaria que observa la concentración de la humedad en la capa baja de la atmósfera en el curso del año, relación que generalmente en el oeste, no tiene tal magnitud o es inversa y, por otra parte, la uniformidad que presenta el déficit de saturación en toda la región. Se debe recordar que la elección de las estaciones básicas de comparación: Bahía Blanca y Patagones se hizo con el objeto de aportar al conjunto variadas condiciones físicas de superficie. Bahía Blanca, con el clima más húmedo de la región (539 mm anuales) y Patagones—Viedma con un área de riego de cierto desarrollo, tienen superficies más húmedas y vegetadas que las restantes.

Además, si se observa la magnitud de la variación diaria de la concentración de la humedad del aire, se comprueba que ellas empiezan a magnificarse después del mes de octubre, alcanzando un máximo en enero y febrero para llegar a los valores mínimos en marzo o abril. La repartición de estas diferencias en el área estudiada, a pesar del corto tiempo de las observaciones realizadas, demuestra que las mayores diferencias se registran en las estaciones cercanas a la costa. Los valores de la diferencia de la tensión del vapor en milibares (hora de máxima temperatura—hora de mínima) y la distancia a la costa en kilómetros, son las siguientes: Patagones, diferencia febrero: -6,4 mb (35 km de la costa, con gran ángulo de exposición al viento del océano); Bahía Blanca, diferencia febrero: -4,3 mb (5 km de la costa, con estrecho ángulo de exposición al viento del océano); Villalonga, diferencia febrero: -4,3 mb (29 km de la costa). Hacia el interior, esa diferencia tiende a disminuir, Fortín Mercedes diferencia febrero: -1,3 mb (60 km de la costa); Ascasubi, diferencia febrero: -1,4 mb (40 km de la costa) y Bella Vista, diferencia febrero: -1,4 mb, con diferencia de 0 mb en diciembre y enero (75 km de la costa).

El sentido de esta diferencia, resulta contrario al que se produce con el dominio de una masa de aire uniforme, sin modificación advectiva diaria, como en el alto valle del río Colorado. Allí las diferencias son mínimas y positivas. El proceso y la razón de estas diferencias se intentan explicar más adelante en V, 2, h, sólo como una hipótesis de trabajo que no fue posible demostrar en el corto período de estas observaciones.

CUADRO Nº 29. Flujo neto estacional del viento en superficie entre el mes más calido y más frío del año y viceversa:
Diferencia de frecuencia por dirección: Enero — Julio y Julio — Enero
Serie: 1941—60

ESTACION	Diferencia Enero — Julio								Diferencia Julio — Enero							
	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Cnel. J. J. Gómez	+ 8	+ 16	+ 12	+ 12	+ 16	+ 163	+ 3	+ 17	- 8	- 16	- 12	- 12	- 16	- 163	- 3	+ 17
Gral. E. Godoy	- 2	- 8	+ 21	+ 12	+ 44	+ 79	+ 2	- 11	+ 2	+ 8	- 21	- 12	- 44	- 79	- 2	+ 11
Choele Choel	- 83	- 2	+ 72	+ 12	+ 32	+ 19	+ 147	- 56	+ 83	+ 2	- 72	- 12	- 32	- 19	- 147	+ 56
Río Colorado	+ 6	+ 6	+ 102	+ 88	+ 30	+ 35	- 48	- 24	- 6	- 6	- 102	- 88	- 30	- 35	+ 48	+ 24
Gral. Conesa	- 26	+ 48	+ 58	+ 56	+ 48	- 12	- 122	- 88	+ 26	- 48	- 58	- 56	- 48	- 12	+ 122	+ 88
San Antonio Oeste	+ 8	+ 18	+ 97	+ 139	+ 95	- 3	- 168	- 128	- 8	- 18	- 97	- 139	- 95	- 3	+ 168	+ 128
Bahía Blanca (x)	- 77	+ 7	+ 81	+ 81	+ 37	+ 3	- 5	- 100	+ 77	- 7	- 81	- 81	- 37	+ 3	+ 5	+ 100
Patagones	- 96	+ 24	+ 80	+ 61	+ 83	+ 34	- 77	- 25	+ 96	- 24	- 80	- 61	- 83	+ 34	+ 77	+ 25

(x) Serie: 1951—60

e) Viento

El corto tiempo de funcionamiento de las estaciones transitorias hace aquí más aleatorio aun, que en el alto valle del río Colorado, sacar conclusiones valederas con sus observaciones sobre el régimen de este importante elemento meteorológico. Si la evaluación de la dirección del viento no se consideró suficiente para el alto valle, con un período de 5 años de observaciones para caracterizar su régimen local, aquí esa limitación puede extenderse a las observaciones de su recorrido total.

Por las razones mencionadas y no obstante el análisis del viento realizado en III, 6, d, para todo el ámbito en estudio y el más particular del recorrido del viento en las estaciones locales del alto valle, en IV, 6, d, utilizado en la estimación de la evaporación, se hará aquí un tratamiento diferente empleando sólo observaciones de estaciones permanentes con largo registro de valores. Dos aspectos resultan en este caso importantes de analizar con tal información: el régimen estacional de la circulación local y el recorrido total del viento para las estimaciones de la evapotranspiración.

Con el objeto de determinar las características estacionales del flujo neto del aire en la capa más baja de la atmósfera, resultan ilustrativos los valores de las diferencias de la frecuencia de viento por dirección entre los meses de julio y enero y entre enero y julio. En realidad, las características del flujo estacional debería establecerse con valores de transferencia de masa de aire direccional durante toda la estación del año considerada; para lo cual sería necesario contar con informaciones continuas en superficie, de dirección y fuerza del viento y con valores complementarios de altura. Sin embargo, por carecer de esta información en valores de disponibilidad inmediata y por simplicidad, se ha utilizado como parámetro representativo del flujo estacional los valores de frecuencia por dirección del viento en superficie de los meses extremos del año: enero y julio y como los de flujo neto estacional a sus diferencias: enero-julio y julio-enero. Un valor más representativo que éste hubiera sido el producto de la frecuencia direccional, por la velocidad media direccional, pero tampoco con los valores disponibles se hubiera podido cubrir la región de modo conveniente. Por otra parte, se ha comprobado con los valores disponibles que la frecuencia direccional se correlaciona bastante bien con ese producto. Los valores de tales diferencias que se incluyen en el cuadro N° 29 y se ilustran en las figuras N°s 66 y 67, indican la existencia de un flujo neto desde el mar hacia el continente durante el verano (enero), perceptible hasta alrededor de 300 km de la costa sobre los bajos valles de los ríos Colorado y Negro. En invierno (julio), por otra parte, se comprueba el flujo desde el continente hacia el mar desde esa misma distancia.

Los valores del recorrido del viento en estaciones permanentes resultan con pocas diferencias entre si y éstas, muchas veces dependientes de las situaciones locales de la instalación del instrumento. El cuadro N° 30 y la figura N° 68 dan las particularidades de cada una de ellas. Se observa, en general, una relativamente escasa variación anual de la velocidad del viento en las estaciones costeras o próximas a ella que corresponde, por una parte, con la escasa variación anual de la temperatura y, en cierto modo, con el

CUADRO N° 30. Velocidad del viento en km. hr⁻¹ y recorrido diario en km. día⁻¹, a 10 metros de altura en estaciones climatológicas permanentes del ámbito del valle inferior de los ríos Colorado y Negro
Serie: 1941—60

Estación	J		A		S		O		N		D		E		F		M		A		M		J	
	km hr	km d.	km hr	km d.	km hr	km d.	km hr	km d.	km hr	km d.	km hr	km d.	km hr	km d.	km hr	km d.	km hr	km d.	km hr	km d.	km hr	km d.	km hr	km d.
Choele Choel	9	216	11	264	12	288	13	312	14	336	14	336	13	312	12	288	10	240	10	240	9	216	8	192
Río Colorado	14	336	14	336	14	336	16	384	16	384	18	432	16	384	14	336	12	288	12	288	12	288	12	288
Gnal. Conesa	8	192	9	216	10	240	10	240	12	288	12	288	12	288	10	240	9	216	8	192	8	192	8	192
San A. Oeste	10	240	11	264	10	240	12	288	12	288	12	288	11	264	11	264	10	240	8	192	8	192	9	216
Bahía Blanca (x)	21	504	22	528	21	504	21	504	23	552	26	624	23	552	23	552	19	456	18	432	19	456	18	432
F. Mercedes (xx)	12	288	13	302	13	302	14	336	15	360	14	336	14	336	14	336	12	288	10	240	12	288	11	264
Patagones	17	408	18	432	16	384	18	432	20	480	20	480	18	432	18	432	18	432	15	360	16	384	16	384

(x) Serie: 1951—60

(xx) Serie: 1941—58

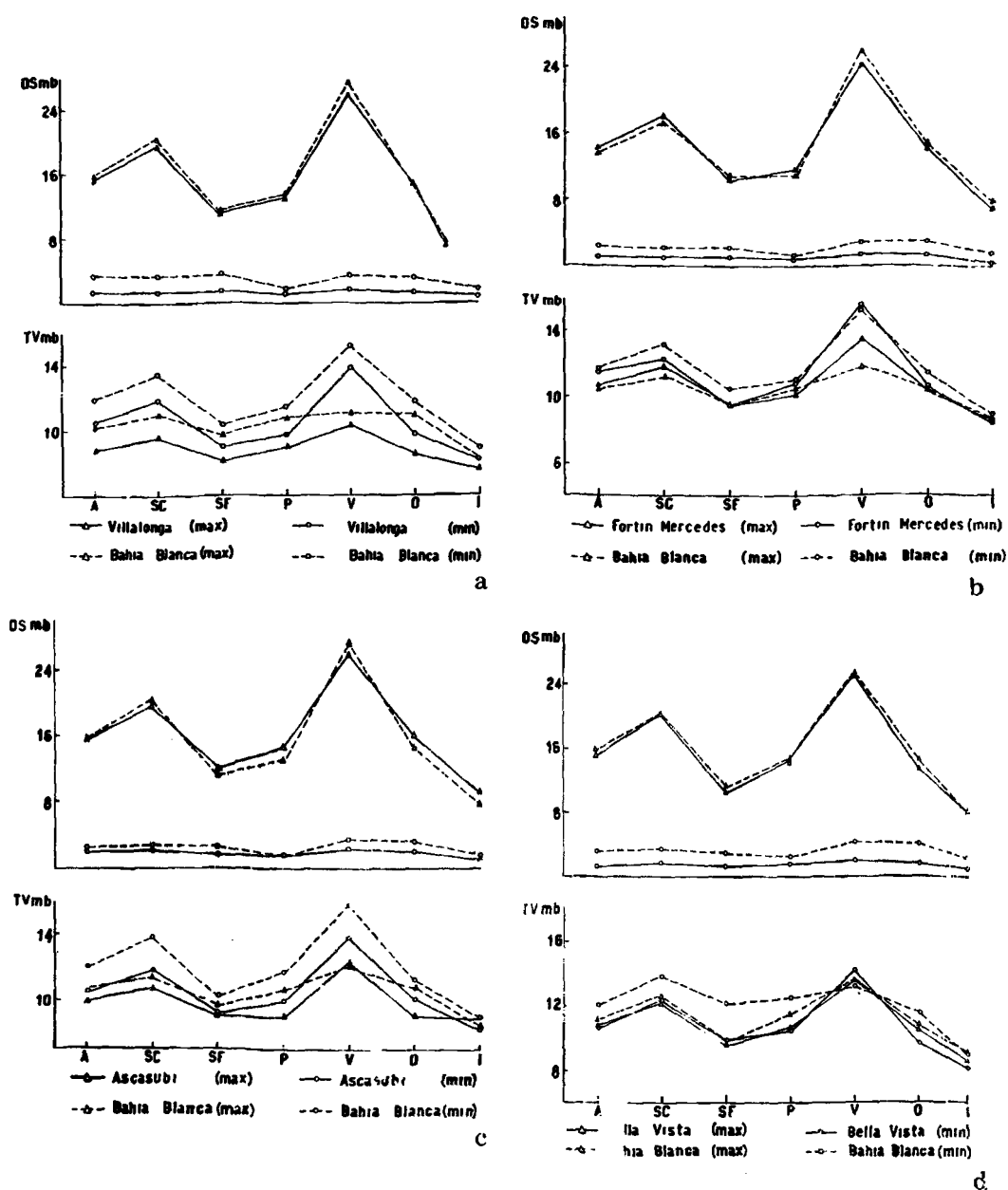


Fig. 65. Promedios anuales (A), semestrales (SC: semestre cálido; SF: semestre frío) y estacionales (P: primavera; V: verano; O: otoño; I: invierno) en abscisas, del déficit de saturación (ordenadas, DS mb) y de la tensión del vapor (ordenadas, TV mb), en la hora de máxima ($\Delta \times$) y mínima temperaturas diarias (O). Valores promedio calculados sobre series de días comunes para cada estación transitoria y la banca de Bahía Blanca; a) Comparación con Villalonga; b) Comparación con Fortín Mercedes; c) Comparación con Hilario Ascasubi y d) Comparación con Bella Vista.

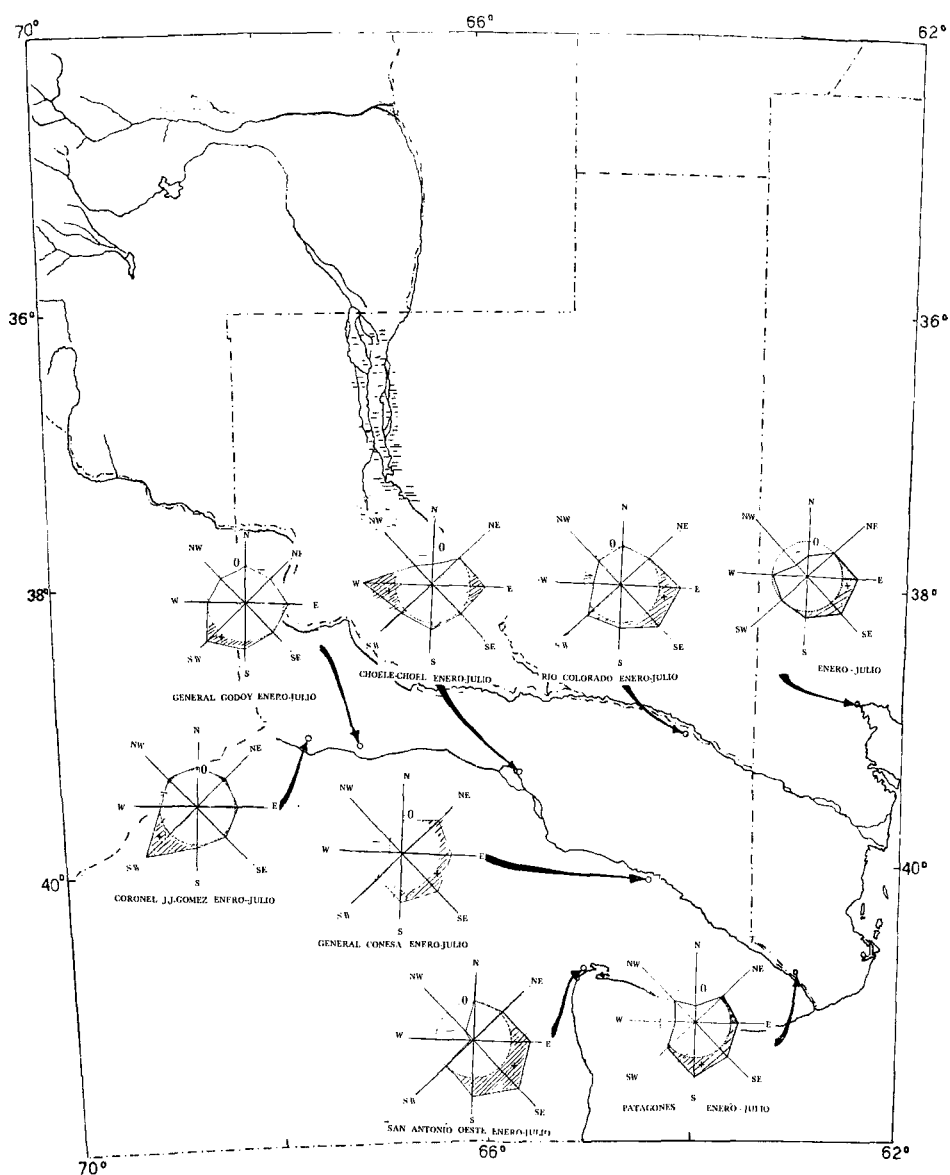


Fig. 66. Flujo neto del viento por dirección entre el mes más cálido y el mes más frío del año (diferencia Enero-Julio) a 10 metros de altura sobre las estaciones permanentes, en el ámbito de los valles inferiores de los ríos Colorado y Negro.

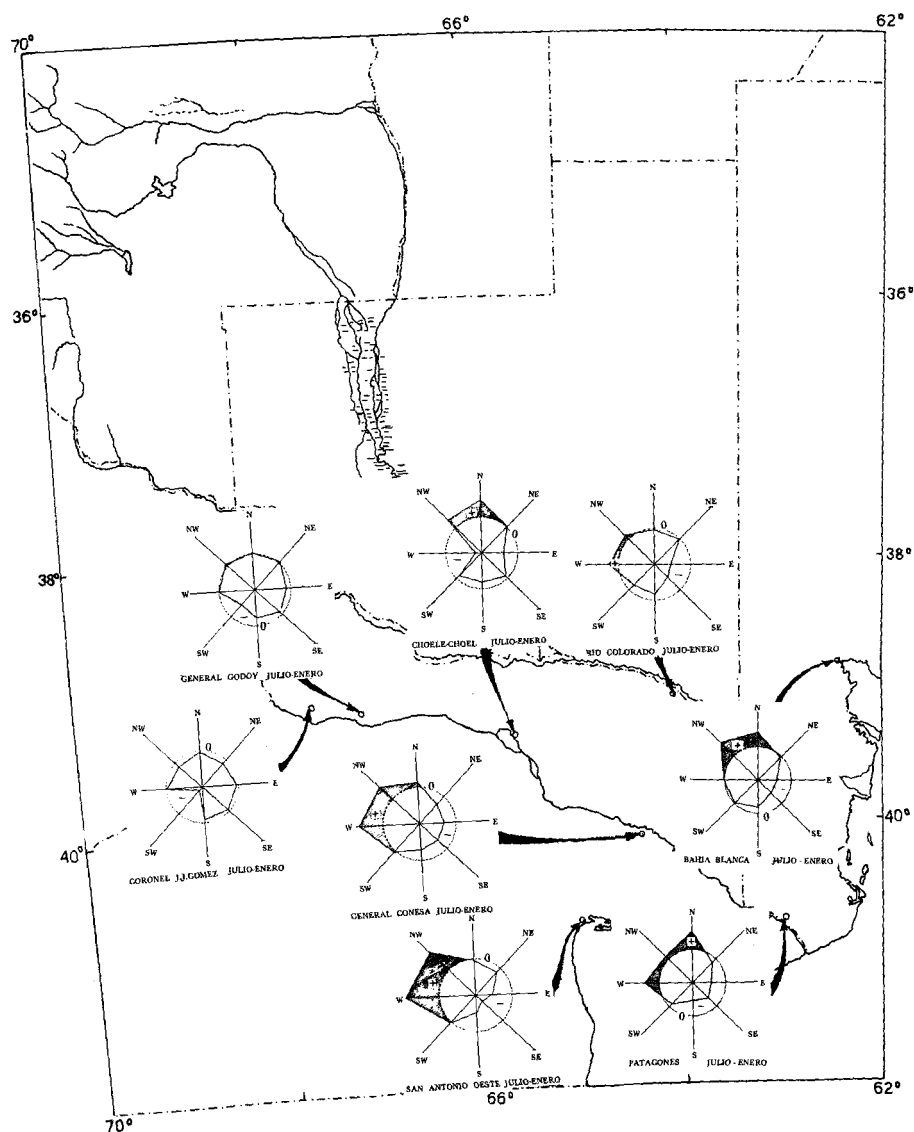


Fig. 67. Flujo neto del viento por dirección entre el mes más frío y el mes más cálido del año (Diferencia Julio-Enero) a 10 metros de altura sobre las estaciones permanentes, en el ámbito de los valles inferiores de los ríos Colorado y Negro.

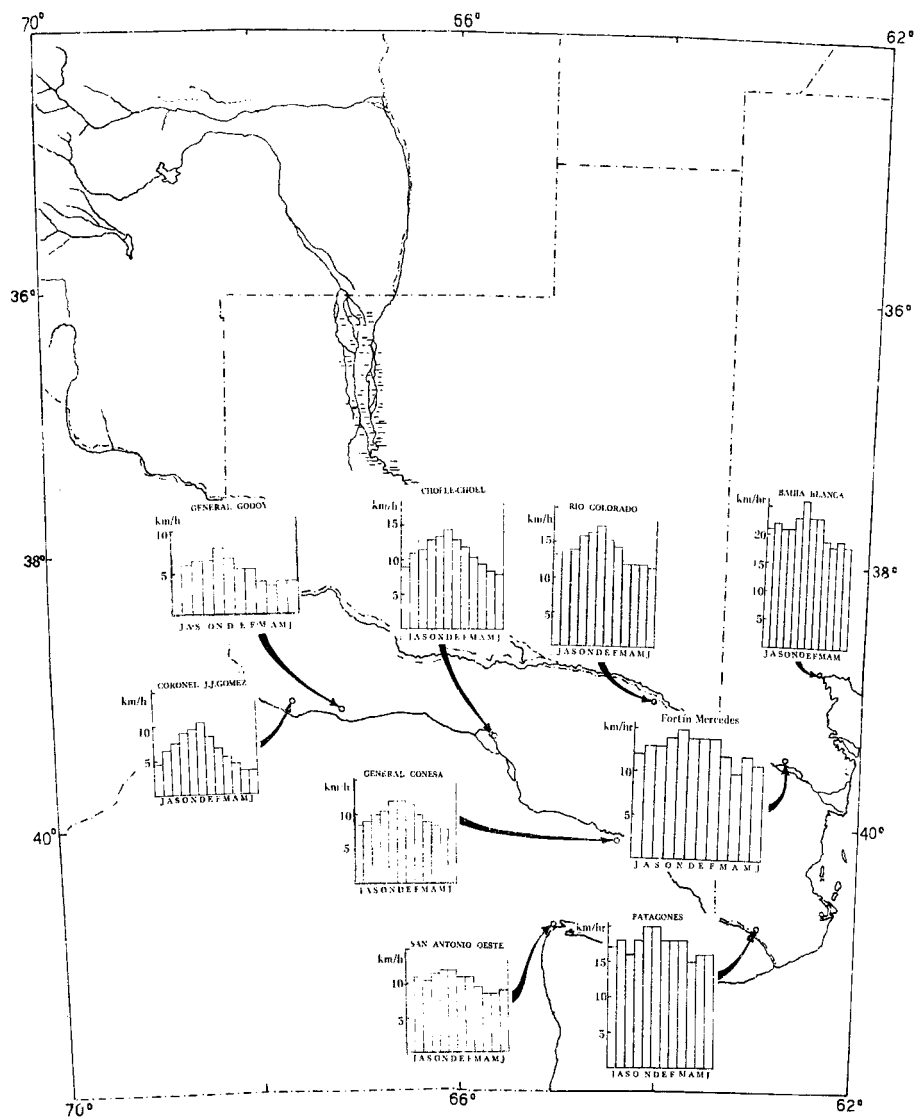


Fig. 68. Régimen de la velocidad del viento en las estaciones permanentes del ámbito de los valles inferiores de los ríos Colorado y Negro.

flujo y reflujo neto estacional del aire, mencionado anteriormente. Los valores mayores de la velocidad media mensual del viento en Patagones ($18-20 \text{ km hr}^{-1}$), coinciden con el grado de exposición avanzada hacia el mar de esta estación que permite, sobre un mayor ángulo horizontal, la llegada de aire oceánico con poco efecto de fricción, que en las estaciones menos expuestas. Además, tanto los valores de esta localidad como los aún mayores de Bahía Blanca ($23 \text{ y } 26 \text{ km hr}^{-1}$) están influidos por la circulación diaria que se comenta más adelante en V, 2, g. Hacia el interior, la variación anual de la velocidad del viento ostenta una mayor variación estacional que corresponde con su régimen térmico más continental y al mismo tiempo una progresiva disminución de los valores promedios mensuales.

De la comparación de los valores en el valle inferior, que se han analizado aquí, con los correspondientes del cuadro N° 16 del alto valle, se puede deducir la magnitud de la diferencia de la velocidad media del viento entre los dos ambientes. Es así como se puede comprobar que el alto valle del río Colorado tiene un recorrido o velocidad del viento aproximadamente del 50 o/o del que se registra en el valle inferior y que aún el del alto valle del río Negro es un 20-25 o/o menor.

f) Evaporación

Este importante elemento biometeorológico, en el ambiente del bajo valle del río Colorado se ha estimado, como en el alto valle, por los métodos de Penman-Mc Cullock y de Haude. Aquí, sin embargo, por el escaso registro de observaciones en las estaciones transitorias y la poca diferencia que se observó entre el régimen térmico y el de humedad de las estaciones transitorias en relación con las permanentes costeras, las estimaciones se efectuaron sólo sobre las estaciones permanentes de la región.

En el cuadro N° 31 a y la Fig. 69, se pueden observar los valores mensuales de la evaporación del tanque tipo A, calculados por el método de Penman-Mc Cullock para las estaciones permanentes de la región. Estos valores muestran que todas las estaciones del ámbito del bajo valle, especialmente las próximas a la costa, tienen valores de evaporación de tanque superiores en 5-15 o/o al calculado para Colonia 25 de Mayo (Cuadro N° 15). Sólo General Conesa y San Antonio Oeste resultan con valores ligeramente menores (6 y 3 o/o, respectivamente). Por el contrario, si se consideran los valores de evaporación obtenidos por el método de Haude, descrito en IV, 6, c, para las estaciones transitorias y básicas de comparación que se muestran en el cuadro N° 31 b, se comprueba que la evaporación anual resultaría, en casi todas las estaciones del bajo valle, mayor que 2 metros anuales, pero un 20-25 o/o inferior a la obtenida por este mismo método en Colonia 25 de Mayo (Cuadro N° 15). Este hecho se explica porque el método de Haude (1952, 1954 y 1955), es un método empírico desarrollado localmente en donde las únicas variables experimentadas fueron el déficit de saturación del aire y la velocidad del viento sobre la evapotranspiración potencial. La constante 0,5 de su fórmula corresponde a las velocidades medias del viento en las condiciones locales en que Haude

CUADRO Nº 31 a. Evaporación de superficie libre de agua (Tanque A). Valores totales mensuales y anuales estimados por el método de Penman—Mc Cullock en estaciones climatológicas permanentes

Serie: 1941—60

ESTACION	J	A	S	O	N	D	E	F	M	A	M	J	AÑO
Choele Choel	44	78	107	162	213	253	254	197	151	91	58	35	1643
Río Colorado	43	73	106	172	218	269	267	198	150	83	55	30	1664
Gral. Conesa	30	59	93	152	196	241	235	183	133	74	40	22	1458
San A. Oeste	47	69	99	157	195	222	229	182	137	82	48	36	1503
B. Blanca (x)	47	81	103	157	216	277	288	225	162	93	61	30	1740
F. Mercedes (x)	54	72	100	159	225	252	241	213	158	85	56	32	1647
Patagones (x)	48	83	105	175	224	262	286	218	163	90	72	31	1757

(x) Serie: 1951—60

CUADRO Nº 31 b. Evaporación estimada por el método de Haude en estaciones transitorias y básicas de comparación en el valle inferior del Río Colorado. Valores totales mensuales y anuales

Serie: 1962—64

ESTACION	J	A	S	O	N	D	E	F	M	A	M	J	AÑO
Villalonga	75	93	99	147	194	289	329	255	189	190	131	72	2063
F. Mercedes	75	84	81	119	199	261	312	242	196	171	121	72	1933
H. Ascasubi	89	93	113	168	226	228	336	253	205	203	149	117	2180
B. Vista	98	107	117	131	250	291	312	259	189	162	117	77	2110
Patagones	70	98	101	149	208	294	294	257	191	183	133	81	2059
B. Blanca	81	75	95	124	238	294	335	268	178	185	138	90	2101

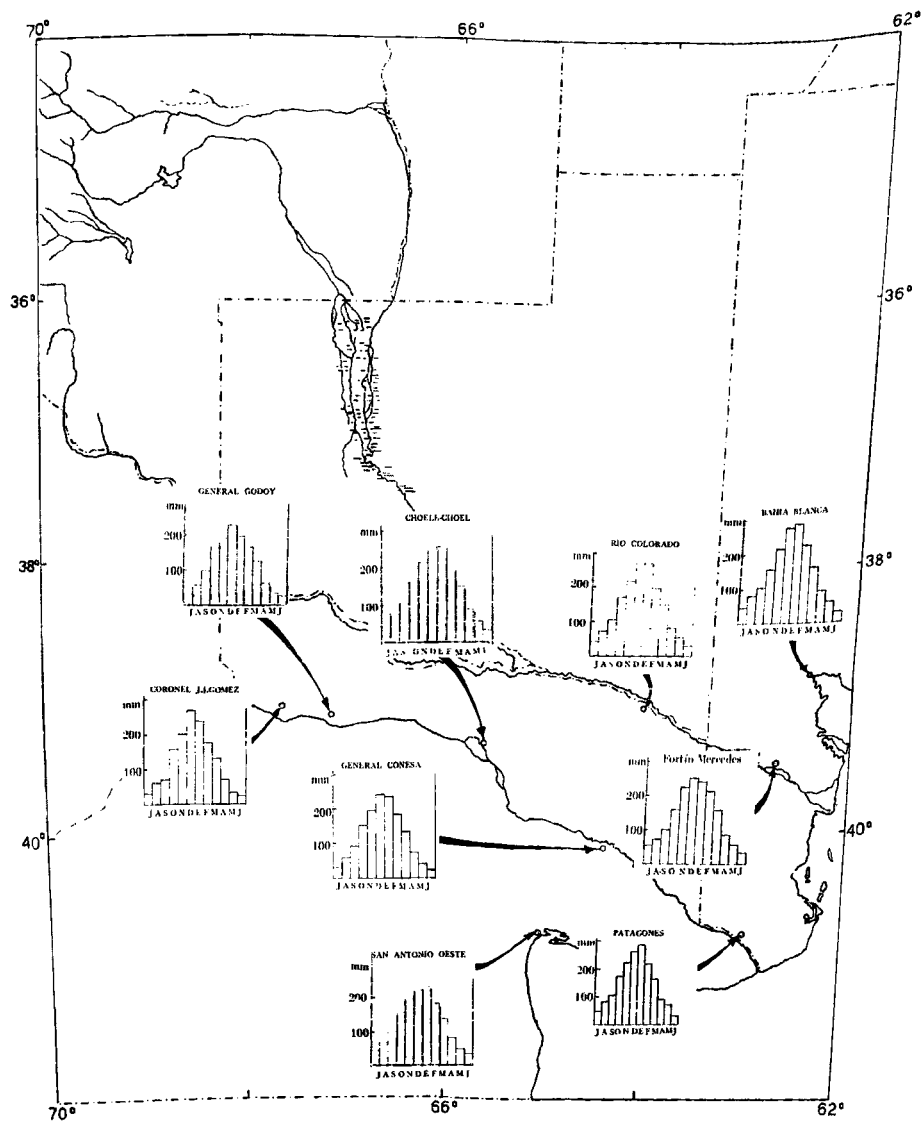


Fig. 69. Régimen de la evaporación del tanque tipo A. Según estimaciones realizadas con el método de Penman-Mc Cullock.

desarrolló su experiencia. Posteriormente, Papadakis (1962), difundió y aconsejó esta fórmula para su aplicación geográfica, pero tal aplicación, teórica y prácticamente, resulta incongruente.

Las fórmulas teórico empíricas de Penman que consideran las tres variables fundamentales en el proceso de la evaporación, como son el balance de radiación, el déficit de saturación y la velocidad del viento o la variante de Mc Cullock, usada en este trabajo, que agrega a aquellas una variable de altura sobre el nivel del mar, resultan más congruentes con el fenómeno de la evaporación y así se ha demostrado reiteradamente en climas muy variados de la tierra.

De los hechos comentados resulta que el mayor déficit de saturación y el balance de energía ligeramente superior en el alto valle del río Colorado, que implican una evaporación considerable, se compensan con respecto a los valores del valle inferior por la elevada velocidad del viento que se registra en este último. Por esta razón, los valores de evaporación en todo el valle del Colorado, observan muy poca diferencia, por lo cual este elemento no constituye una característica importante de diferenciación agroclimática.

g) Heliofanía

Por la naturaleza de esta observación, el corto tiempo de operación de las estaciones transitorias en el valle inferior del río Colorado, no es suficiente para sacar conclusiones auténticas. Sin embargo, una estimación aproximada de los mismos, puede obtenerse promediando los valores de las dos estaciones básicas: Bahía Blanca y Patagones. Este procedimiento tiene validez como una aproximación, si se tiene en cuenta que la precipitación de toda esta región disminuye regularmente de norte a sur y con ella debe variar, en una estrecha correlación, la nubosidad.

En el cuadro N° 32 y la Fig. 70, se pueden observar los valores de las estaciones básicas y de su promedio. Si se toman en cuenta éstos últimos, se comprueba, como es lógico, que sus magnitudes son menores que las registradas en el alto valle del río Colorado (IV, 6, b; cuadro N° 15; Fig. 45 a), especialmente en los meses de otoño, invierno y comienzo de primavera (30—20 o/o más bajos), mientras que al final de esta estación y en verano, las diferencias son menores (~ 10 o/o más bajos). Es interesante destacar que estos valores se correlacionan con los de radiación global, que resultan superiores en aproximadamente 10 o/o en el mes de Enero, en el alto valle del río Colorado, como se discutió en V, 2, a.

h) Hipótesis de trabajo sobre las características de la capa baja de la atmósfera en los mesoclimas del bajo valle del río Colorado.

Si bien no se pudo estudiar, en el ámbito del bajo valle del río Colorado, las características de la capa más baja de la atmósfera en su estructura de humedad, temperatura y movimiento, con los valores de superficie y otros antecedentes que ofrece la bibliografía (Craig y otros, 1945; Wexler, 1946; Pearce, 1956 y Estoque, 1961 y 1962), se elaboró un modelo simplificado como hipótesis de trabajo. Este modelo puede servir para integrar los

CUADRO Nº 32. Heliofanía relativa en el ámbito del valle inferior del Río Colorado y su relación con el alto valle

ESTACION	J	A	S	O	N	D	E	F	M	A	M	J
Bahía Blanca (x)	30	34	36	42	54	52	60	60	39	43	30	26
Patagones (xx)	47	54	53	65	66	75	70	72	66	61	47	44
1/2 (Patagones + B. Blanca)	38	44	44	54	60	64	65	66	52	52	38	35
$\frac{1}{2} \text{ (Patagones + B. Blanca)}$ Col. 25 de Mayo	0,74	0,83	0,78	0,90	0,90	0,94	0,89	0,88	0,75	0,80	0,68	0,69

(x) Serie: 1953–65

(xx) Serie: 1951–65

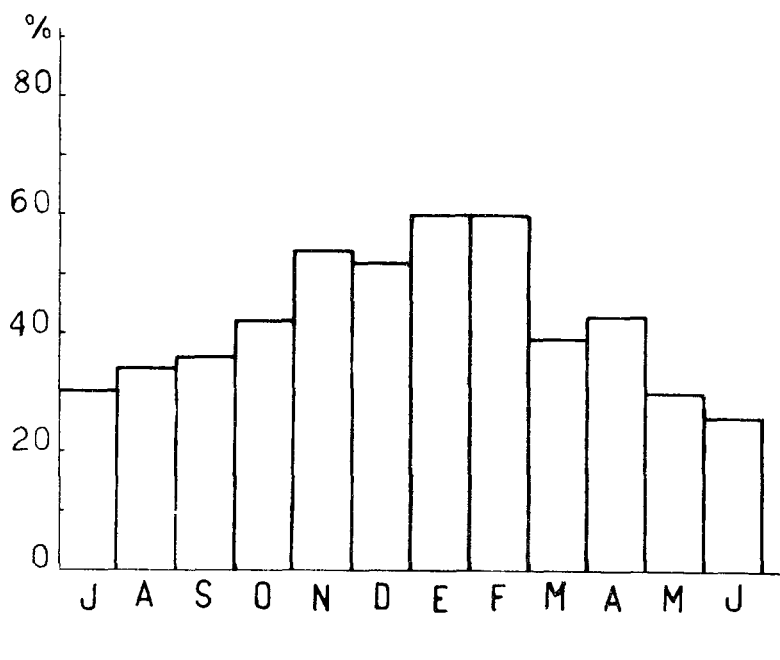
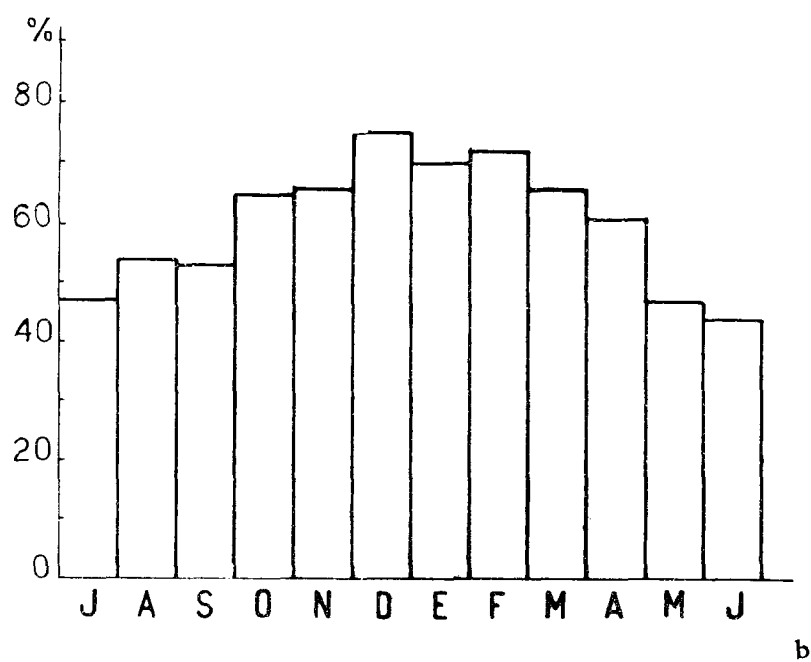
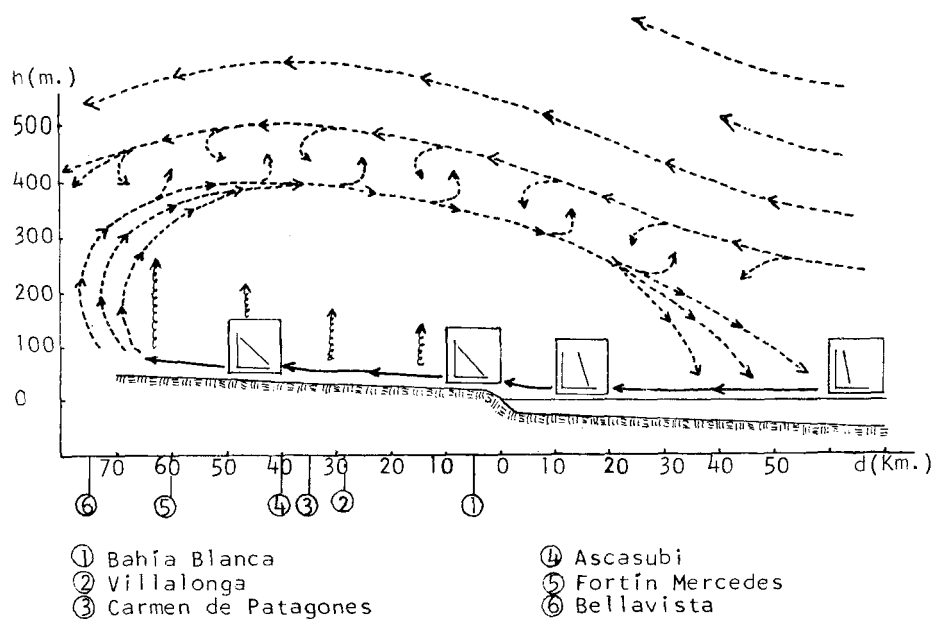


Fig. 70. Régimen de la heliofanía relativa en las estaciones básicas permanentes: a) Bahía Blanca y b) Patagones.

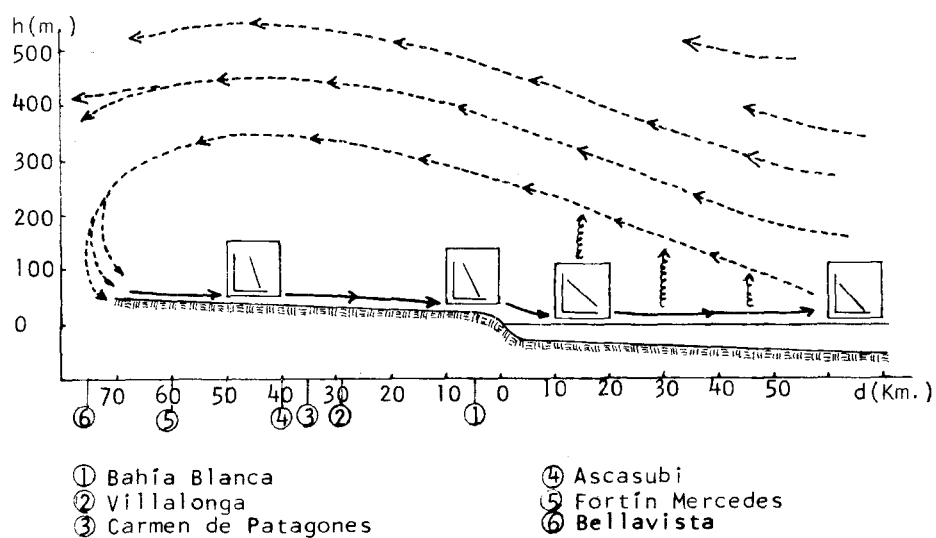
factores que intervienen en la génesis de los mesoclimas aquí formados, al tiempo que fijar el orden de su importancia y la medida en que la acción del hombre podrá modificarlos.

El análisis del flujo neto estacional del viento en superficie, por direcciones, demuestra que hasta 300 km de la costa, aproximadamente, aumentan en verano las direcciones desde el océano a la vez que disminuyen las del interior del continente y en el invierno, se produce el proceso inverso. Esta característica pone de manifiesto una circulación regional sobre el ambiente estudiado, que puede suponerse corresponde con los sistemas de presión que alternativamente se forman en ambas estaciones extremas del año, sobre el continente y el océano. Si esta hipótesis fuese cierta, el flujo resultante percibido en la superficie seguramente afectaría la troposfera baja y por lo tanto sería conspicuo hasta los 3.000 ó 4.000 m de altura.

Las diferencias halladas en la concentración de la humedad del aire en las horas de máxima y mínima temperaturas diarias sobre la superficie en cierto modo, revelan un cambio notable y sistemático durante el día en la masa de aire en las estaciones de superficie hasta una distancia de 75 km de la costa. Este proceso puede explicarse si se admite una circulación local sobrepuesta a la anterior, como muestran las Figs. 71 y 72. Tal circulación, que afectaría las capas más bajas de la atmósfera (700—1.000 m en verano y 200—500 m en invierno) se puede generar por el cambio de densidad del aire sobre la tierra y el océano cuando sus superficies alcanzan una gran diferencia de temperatura. De esta manera, en verano, durante las horas de máxima temperatura diaria (Fig. 71 a) el aire más denso sobre la superficie oceánica relativamente fría, tiende a desplazarse sobre el continente cubierto por aire caliente menos denso, hasta formar una célula de circulación cuando ambas densidades se equilibran a cierta distancia de la costa. En esas condiciones, sobre la costa se forman gradientes superadiabáticos, porque a la superficie recalentada se le sobrepone una masa de aire frío, que genera una fuerte turbulencia térmica y difunde el vapor de agua rápidamente hacia capas más altas del aire adyacente. Cuando la masa de aire así recalentada regresa por las capas superiores más frías al océano, tiende a bajar con efecto de subsidencia y encuentra la superficie del mar relativamente fría con la cual forma un gradiente subadiabático o una ligera inversión de gran estabilidad. De esta manera, al regresar sobre el continente lo hace con un flujo casi laminar o con la poca turbulencia mecánica que genera la escasa rugosidad de la superficie oceánica. Estas condiciones, que determinan una poca intensidad de la evaporación sobre el mar, hacen que el aporte de humedad sobre el continente en estas horas sea escaso y se produzca así normalmente el mínimo contenido de humedad en la hora de máxima temperatura. Es evidente que la dimensión de esta célula de circulación, tanto en el sentido vertical como en el horizontal, dependerá de la circulación regional sobrepuesta, o viento geostrófico. En verano, la dirección general de éste lleva sentido contrario a la rama superior de retorno al mar de la célula diurna y entre ambas se genera una fricción y turbulencia mecánica que

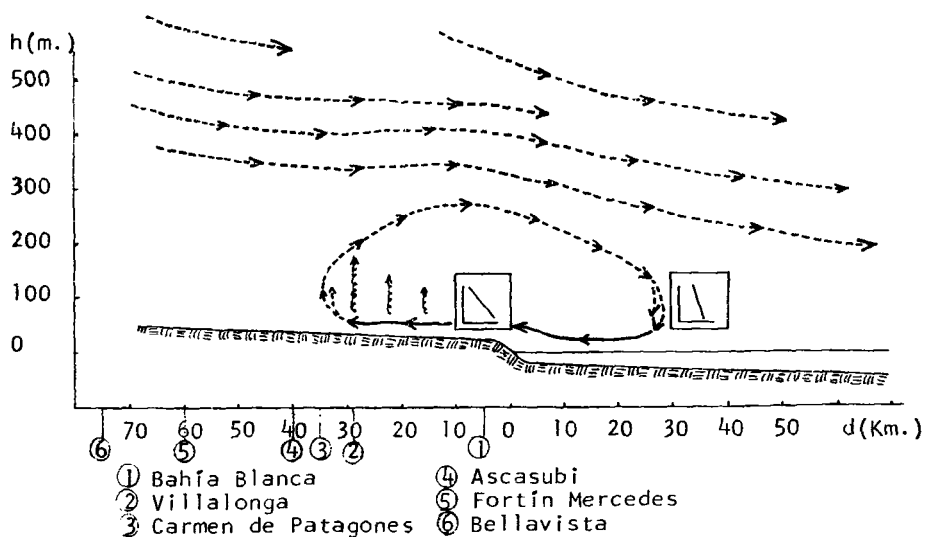


a

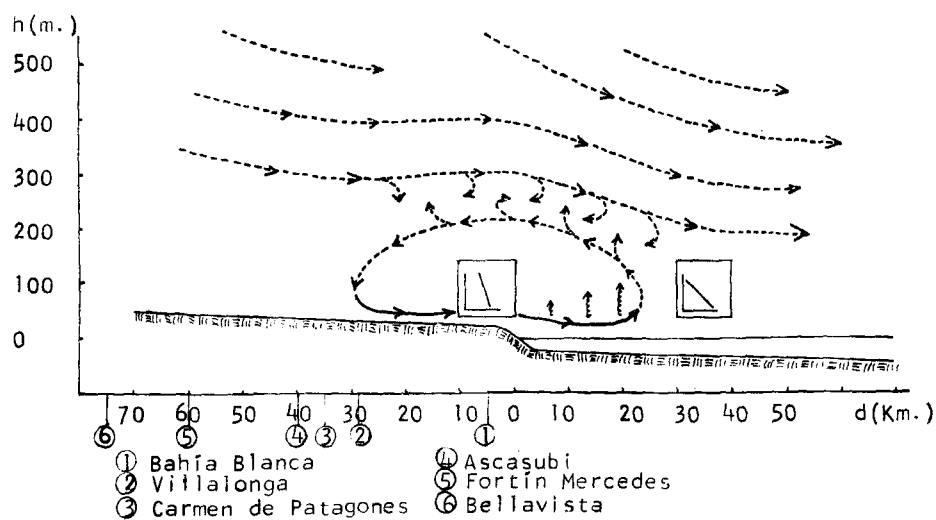


b

Fig. 71. Modelo esquemático e hipotético de circulación del aire en la capa más baja de la atmósfera, en verano, sobre la costa, en el ámbito de los valles inferiores de los ríos Colorado y Negro: a) Circulación en el período con temperaturas máximas; b) Circulación en el período con temperaturas mínimas.



a



b

Fig. 72. Modelo esquemático e hipotético de circulación del aire en la capa más baja de la atmósfera, en invierno, sobre la costa, en el ámbito de los valles inferiores de los ríos Colorado y Negro; a) Circulación en el período con temperaturas máximas; b) Circulación en el período con temperaturas mínimas.

limitará su extensión.

Durante la noche, o en las horas de mínima temperatura en verano (Fig. 71, b), en cambio, el suelo más frío que el océano, activará un desplazamiento gravitacional de una capa de aire más densa, con gradiente subadiabático estable sobre la superficie. Como sobre el mar esta capa se hallará más fría que el océano, se generará entre ambos un gradiente más inestable y, en casos extremos, turbulencia térmica con transferencia del vapor de agua hacia las capas más altas de la célula de circulación. La rama ascendente de esta célula que en esta hora puede coincidir y complementar su movimiento con el flujo de la circulación regional, conducirá más humedad sobre el continente que la aportada durante el día por la rama superficial. Los gradientes nocturnos, más estables sobre la superficie terrestre, favorecerán sobre ella el aumento de la concentración del vapor, con lo cual se explicaría la máxima concentración del vapor de agua en la hora de mínima temperatura. Este proceso concuerda con el aumento de la diferencia negativa que se observa hacia la costa entre la concentración del vapor de agua de la hora de máxima y de mínima temperaturas.

En el invierno, el fenómeno es sin duda menos extenso y más atenuado, como se ha ilustrado en las Figs. 72, a y b. A ello contribuye la circulación regional, que en esta época tiene un marcado flujo neto desde el continente hacia el mar, y determina que sólo sea perceptible como fenómeno de variación diaria de concentración de humedad en las estaciones más cercanas a la costa.

La influencia de este proceso sobre el régimen térmico es obvia y marcada. Durante el verano, la advección de energía determina en el día temperaturas bajas; y en la noche, la radiación efectiva —I se vé muy atenuada por la magnitud, relativamente importante, de la contrarradiación atmosférica desde una atmósfera enriquecida de humedad por la circulación local. Se puede recordar aquí que las mediciones efectuadas en verano en un clima subhúmedo seco de los Estados Unidos de Norteamérica, demostró que el 80 o/o de la contrarradiación atmosférica se genera por debajo de los 500 m de altura (Lettau y Davidson, 1957).

Durante el invierno, con menor intensidad, el proceso es similar y afecta importantes índices climáticos como las mínimas absolutas, el período libre de heladas y la intensidad de estas últimas.

El efecto que el hombre puede introducir en este ambiente es más reducido que el posible de provocar en el alto valle del río Colorado. El riego; cambio de albedo; cambio de las propiedades calóricas del suelo por la modificación de su estructura, que pueden alterar el balance de energía local; y el empleo de sistemas de cultivo y de cortinas forestales que modifiquen el régimen de turbulencia, serán efectivos sólo en una parte reducida del medio que actúa en el proceso. En cambio, los sistemas de presión que generan la circulación regional y la superficie oceánica que actúa intensamente en la circulación local y modifica el balance de energía local de los ámbitos próximos a la costa (75 km), escapan de las acciones que el hombre puede introducir en el lugar.

VI. APTITUD AGROPECUARIA POTENCIAL DE LOS MESOCLIMAS ' DEL RIO COLORADO

1. Introducción

Como se desprende de los capítulos que anteceden, los ámbitos del río Colorado que ofrecen condiciones mesoclimáticas favorables para una agricultura y ganadería de desarrollo, se extienden casi desde la confluencia de los ríos Grande y Barrancas, que lo forman, hasta su desembocadura en el océano Atlántico. Sin embargo, las pronunciadas condiciones de aridez de toda su extensión, determinan que tal desarrollo sólo sea posible bajo condiciones de riego.

Debido a que el mejoramiento hidrológico de regiones áridas puede producir modificaciones notables y permanentes del mesoclima, al analizar su aptitud potencial será necesario tomar en cuenta, con la mayor aproximación posible, el efecto de la naturaleza y la intensidad de esos cambios. Por tal razón, debe distinguirse entre la productividad regional posible en el período de transformación mesoclimática y la correspondiente a aquél en el cual ésta haya sido estabilizada.

En un trabajo anterior (Burgos, 1969 a), se sintetizó subjetivamente una evaluación de la aptitud agroclimática potencial de los diferentes ambientes mesoclimáticos del valle del río Colorado, con el objeto de establecer el valor relativo del agua en cada uno de los aprovechamientos proyectados en su cauce. Así, sobre una escala convencional de 0 a 10 puntos se atribuyó al clima de esas regiones la siguiente calificación:

Aprovechamiento hidrológico	Puntaje
Prov. La Pampa: Colonia 25 de Mayo; Casa de Piedra	10
Prov. Río Negro: Colonia Catriel; Peñas Blancas	10
Prov. Buenos Aires: Pedro Luro; Hilario Ascasubi; Bella Vista	7
Prov. Neuquén: Bardas Blancas; Buta Ranquil	3
Prov. Mendoza: Confluencia; Chachauen	3
Prov. Mendoza: Valles de los ríos Grande y Barrancas	2

En el presente capítulo se tratará de aportar los elementos que justifican esa apreciación y las normas de manejo de la tierra, para alcanzar el aprovechamiento más rápido de la aptitud potencial de tales ambientes. Para ello, se considerarán, además de las condiciones mesoclimáticas analizadas anteriormente y su posible transformación, algunos aspectos

directamente vinculados con importantes elementos agroclimáticos que determinan su grado de aprovechamiento.

2. Aptitud agropecuaria potencial del clima en el ambiente de altura del río Colorado y de sus afluentes formadores

Hasta donde se pueden extrapolar e interpolar las observaciones disponibles, el ambiente de altura de los afluentes cordilleranos (Grande y Barrancas) del río Colorado y, desde la confluencia de éstos, hasta una altitud media de aproximadamente 500 metros sobre el nivel del mar, dispone de un clima riguroso continental de altura. La gran variabilidad con que ocurren las primeras y últimas heladas y el escaso período libre medio de ellas, superan la capacidad de transformación mesoclimática que podría introducir el mejoramiento hidrológico para la planificación de una agricultura de desarrollo (período libre de heladas mínimo requerido: 160 días). Además, el relieve accidentado, que dificulta o impide la sistematización del riego y la mecanización agrícola, obstaculiza, como última consecuencia, la formación de unidades mesoclimáticas extensas, uniformes y permanentes; al tiempo que favorece diferencias de circulación del aire, goce de radiación, régimen de temperatura y humedad, todo lo cual complica la planificación del desarrollo.

De tal modo, en este ámbito sólo son posibles pequeñas obras de regadío en limitadas extensiones de suelos aptos para la formación de prados y huertas para sustento familiar, así como de una forestación limitada por la extensión del riego y por la selección de especies resistentes al frío invernal y al corto y errático período vegetativo (Horst Braun, 1963). Las especies pecuarias más adecuadas a este ambiente son en orden de adaptación los caprinos, ovinos de lana y carne y vacunos. El buen manejo de los prados artificiales, así como la selección adecuada de campos naturales para el pastoreo invernal y estival, determinan, en este ámbito, el valor relativamente bajo del riego y que la ganadería trashumante sea el mejor recurso de explotación de la tierra.

3. Aptitud agropecuaria actual y potencial del alto valle de alturas medias del río Colorado

El valle del río Colorado que se extiende entre las provincias de La Pampa y Río Negro, desde 500 hasta 300 metros de altura media sobre el nivel del mar, puede definirse como el de mayor aptitud agroclimática potencial de toda su extensión. Esta afirmación se basa en la relativa facilidad de transformación de su mesoclima actual y en la calidad del mesoclima estabilizado, a lograrse después del período de transformación (Parág. III, 5 d).

Los valores de amplitud anual de variación de la temperatura superiores a 17°C, con extremos de 6,5°C en el mes más frío y casi 24°C en el mes más cálido, ubican a esta zona dentro de la amplia región de climas templados más continentales del país y aún, de los demás países del Hemisferio Sur. Las regiones más similares de Sudáfrica y Australia tienen sólo una amplitud anual de 13 a 15°C. En ellas, localidades extremas como Victoria

West (Unión Sudafricana) con temperaturas del mes más cálido de 22°C y del mes más frío de 5,8°C (amplitud anual 16,2°C), representan menores extensiones superficiales pues son lugares de altura (1.250 m. s/n/m.), o como Bourke y Farina, en Australia, con 28,6°C y 27,8°C en el mes más cálido y 11,4°C y 10,6°C en el mes más frío y 17,2°C de amplitud anual respectivamente, representan climas más bien subtropicales desérticos que templados semiáridos.

Los valores señalados del río Colorado, aún luego de la atenuación que pueden experimentar después del mejoramiento hidrológico, caracterizan el ambiente de mejor adaptación para los cultivos de clima templado continental dentro de todo el Hemisferio Sur. El período libre de heladas y los índices de peligrosidad que actualmente son elevados, pueden ser razonablemente mejorados a niveles superiores aún a los actuales en el alto valle del río Negro.

Por el desfase estacional de 6 meses de la producción con climas templados continentales homólogos del Hemisferio Norte, y las condiciones generales señaladas anteriormente, la producción de esta región puede integrar con la del alto valle del río Negro, sur de Mendoza y centro del Chubut, una masa considerable de productos primarios y transformados de climas templados continentales, de alta calidad, que podrían fluir, en condiciones de comercio internacional normalizado, o sea, sin deformaciones interesadas, hacia los países intertropicales y subtropicales de la tierra y hacia los templados y fríos del Hemisferio Norte.

A) Normas para el desarrollo de la productividad en el período de transformación mesoclimática

Con el objeto de alcanzar niveles de máxima productividad, en el período de tiempo más breve posible, será necesario reducir el período de transformación mesoclimática mediante la aplicación de una secuencia adecuada y racional de normas de manejo. Con ello se podrá obtener, en un período de 7 a 10 años, los resultados que en otras importantes regiones de riego del país como Mendoza, San Juan y Río Negro, se obtuvieron después de más de 70 años de ensayo y error. En consecuencia, el orden lógico de las principales normas de manejo que se pueden proponer para esa transformación, es el siguiente:

- a) Desmonte y nivelación primaria y sistematización de canales de riego principales, secundarios y terciarios;
- b) Eliminación de la turbulencia mecánica, por el establecimiento de cortinas forestales de crecimiento rápido y uniforme;
- c) Desmonte y nivelación secundaria y sistematización de canales terciarios y acequias de riego y drenaje en parcelas unitarias. Cortinas forestales para la atenuación de la turbulencia mecánica;
- d) Atenuación del albedo, mediante la formación de superficies verdes contínuas para la disminución de la turbulencia térmica;
- e) Aumento de la capacidad calórica del suelo superficial (~ 30 cm de profundidad), por el cambio de su textura y aumento de la humedad

para atenuar los extremos de temperatura y la intensidad de la evaporación.

a) Desmonte, nivelación primaria y sistematización de las principales obras de riego.

La primera etapa del período de transformación mesoclimática debe ser la del epígrafe, y para cumplirla eficazmente, será indispensable contar con buenos mapas topográficos, de suelos y de vegetación.

Los desmontes y movimientos de tierra, para las obras principales de riego, constituye un problema hidráulico sin consecuencias inmediatas en el proceso de transformación mesoclimática. En cambio, los desmontes masivos y los movimientos de tierra para una nivelación primaria de superficies extensas, con grandes equipos mecánicos, constituyen un problema agrohidráulico que exige cierta consideración. Estas operaciones, en regiones áridas y semiáridas, deben relacionarse con el proceso de transformación para que no resulten contraproducentes y por lo tanto equivocadas. Así, será posible avanzar con ellas en la primera etapa del proceso, sólo cuando se trate de extensiones con suelos de cierta estructura como los arcillosos, arcillo-limosos y arcillo-arenosos; o suelos sueltos, con una proporción considerable de partículas gruesas o grava.

En suelos no estructurales, compuestos por elementos finos, como los arenosos y limo-arenosos, estas operaciones deberán dejarse para la etapa c), o realizarse bajo condiciones de viento controlado; de otro modo ellos quedarían expuestos a la erosión eólica, que si ocurriera sería difícil de detener y, en grandes superficies, se podrían perder varios años en dominarla. En estos casos, será aconsejable que el desmonte y la nivelación se practiquen en franjas interrumpidas por fajas con vegetación natural. Las primeras, de un ancho de 30 a 40 veces la altura de esta vegetación y en la dirección de los canales, acequias y desagües y las segundas no muy anchas, de 1 a 3 metros. De no poder usar la vegetación natural como rompeviento, será indispensable el uso de cortinas inertes como se practica en los clásicos trabajos de fijación de médanos, en cuyo caso, el espesor de las mismas resultará mínimo.

b) Eliminación de la turbulencia mecánica mediante el establecimiento de cortinas forestales de crecimiento rápido y uniforme.

La implantación de cortinas forestales para disminuir la turbulencia mecánica y sus consecuencias, constituye la segunda e imprescindible etapa del mejoramiento. Tanto el efecto de éstas, como las normas más aconsejables para su implantación, han sido difundidos ampliamente por la bibliografía especializada de todos los continentes. Por ello nos referiremos aquí a las conclusiones de algunos de los trabajos de recopilación más destacados sobre este tema como son los de Bates, (1944); Caborn, (1957); Van Eimern y otros, (1964) y Konstantinov y Struzer, (1965).

Además del efecto mecánico del viento y la turbulencia sobre las partículas del suelo, mencionado anteriormente como causa de la erosión, hay otros más cualitativos sobre su superficie y adyacencia, que deben

atenuarse para modificar favorablemente el mesoclima.

En primer lugar debe destacarse, según ha sido reiteradamente confirmado por la bibliografía, que una cortina resulta eficaz en disminuir la velocidad del viento y su turbulencia sólo si es penetrable en cierto grado por el mismo. Es más, una cortina densa e impenetrable al viento no sólo carece de efectividad, sino que provoca contracorrientes sobre la superficie que pretende proteger, con mayor velocidad y efecto perjudicial que el viento original sin obstáculos. Por otra parte, en este caso, el perfil normal del viento se recompone a menor distancia de la cortina que cuando se trata de una cortina laxa o penetrable. Es que la energía cinética del viento, en el caso de las cortinas densas, se consume sólo en una pequeña proporción por fricción del escaso aire que logra traspasarlas y por la que se produce en la que, por encima de la cortina, roza la copa de sus árboles. Las cortinas laxas, en cambio, ofrecen una mayor fricción al aire que las penetra en toda la capa que corresponde a su altura y afecta capas superiores hasta cierta altura. Por encima de esta capa de fricción, las velocidades aumentan.

Ha sido experimentalmente comprobado que el efecto protector de las cortinas laxas, se percibe hasta una distancia de 40–50 veces la altura de la cortina. No obstante, su mayor efecto se produce desde unos pocos metros a sotavento de la cortina hasta unas 20–30 veces su altura. La penetrabilidad óptima que debe ofrecer una cortina se estima, como promedio, entre el 30–40 o/o y para ello debe tenerse en cuenta que en la parte baja de la cortina esta penetrabilidad alcanza valores mayores (~ 50 o/o) y en la alta, menores (~ 20 o/o) que el promedio fijado.

El índice de protección contra el viento de una cortina puede expresarse por la relación:

$$\frac{u}{u_0} \quad \text{donde:}$$

u , es la velocidad del viento detrás de la cortina y u_0 , el viento a la misma altura, sobre la superficie libre de protección. Las experiencias demuestran que la máxima efectividad que se puede obtener con cortinas laxas a una determinada distancia (aproximadamente 30 veces la altura), oscila entre 0,3 a algo más de 0,4, valores éstos que también pueden definirse como el 30 al 40 o/o de protección. Este índice tiende a aumentar cerca de la superficie del suelo.

No obstante lo señalado anteriormente, no es posible fijar valores absolutos de protección aplicables a todos los casos y en forma permanente, pues muchos factores locales del viento y de la propia cortina, además de la altura ya referida, pueden hacerlos variar. Dos factores importantes de variación de la efectividad de la protección, corresponden a la velocidad y dirección del viento con respecto a la cortina. Así, cuando el viento mantiene baja velocidad, fluye a través de una cortina laxa sin modificar mayormente su penetrabilidad y el efecto de ésta es óptimo o máximo;

pero a medida que la velocidad aumenta, al abrir sus ramas y aumentar su penetrabilidad, la fuerza del viento se hace mayor y el área protegida, en distancia desde la cortina, tiende a ser menor. En estos casos extremos de alta velocidad del viento, en cambio, pueden resultar paradójicamente más efectivas las cortinas densas porque al aumentar su penetrabilidad, por la fuerza mecánica del viento sobre sus ramas y hojas, dejan fluir el aire con menos vorticidad.

También el efecto de la altura de la cortina en la extensión o dimensión del área protegida, se modifica por la velocidad del viento. Los vientos fuertes tienden a disminuir dicha área más notablemente cuando soplan a través de cortinas laxas, que cuando lo hacen sobre cortinas más densas.

Debe señalarse asimismo que el efecto protector de la cortina varía durante el día según las condiciones físicas de la superficie protegida. En las horas con temperaturas máximas, cuando se forman gradientes superadiabáticos sobre el área protegida, la generación de una pronunciada turbulencia térmica disminuirá el efecto de protección, consecuencia ésta que desaparecerá, cuando los gradientes disminuyan o se transformen en adiabáticos o subadiabáticos. Por lo tanto, una marcada interrupción del efecto de protección habrá que esperarla cuando el espacio protegido se encuentre con suelos secos y desnudos.

La dirección del viento es también un factor determinante de la efectividad de la cortina. La mayor eficacia será sobre los vientos que fluyen en dirección perpendicular a la misma y disminuirá a medida que la dirección del viento pierda su perpendicularidad. Teóricamente se ha calculado y experimentalmente se ha comprobado, sin embargo, que aún cuando el viento sople paralelo a la cortina, ésta ejerce, por su rugosidad y fricción lateral, un efecto del 25 o/o de su protección máxima. Este efecto es importante cuando se considera el valor integral de protección de cortinas en cuadriláteros que circundan parcelas unitarias o de cultivos.

Por otra parte, se debe tener en cuenta el efecto de las brechas o espacios libres, que a veces se dejan en la continuidad de las cortinas como consecuencia de la línea que siguen los canales, acequias y caminos parcelarios. Tales brechas tienden a canalizar el flujo del aire y por la comprensión dinámica que experimentan a su paso pueden aumentar su velocidad en una magnitud superior a la del viento libre. Este efecto perjudicial es mayor cuando ocurren vientos de alta velocidad. Por ello será conveniente, al implantar cortinas de protección, cuidar que tales aberturas no queden formando canales muy largos que favorezcan este tipo de circulación.

Frente a la decisión de fijar la densidad a otorgar a las cortinas, se deberá tener en cuenta además, que las cortinas densas impiden el drenaje de aire frío nocturno; lo cual, en la época de las heladas dañinas, favorecerá la acumulación de aire frío a barlovento de ese flujo y, con ello, los daños de la misma sobre la zona del drenaje impedido. Si se considera que el régimen de velocidad del viento, en el alto valle del río Colorado, aún antes de las obras de mejoramiento hidrológico, resultó más favorable, tanto con respecto al valle mejorado del río Negro (IV, 6d) como al valle inferior del río Colorado (V, 2 f); y que los vientos de baja velocidad son mucho más

frecuentes que los de alta velocidad, se puede deducir la conveniencia de la implantación de cortinas laxas en este ámbito, salvo en aquellos lugares en donde sea indispensable el bloqueo del drenaje de aire frío nocturno (Burgos, 1963).

Es importante señalar también, como un efecto de la transformación mesoclimática de las cortinas forestales, las características del flujo que se generan por encima de ellas, especialmente cuando esas cortinas, en forma de cuadriláteros o de macizos forestales, se extienden sobre superficies considerables como las de todo un valle. Estas características son las que derivan de un desplazamiento ascensional del flujo horizontal y por lo tanto del de la capa friccional de la atmósfera adyacente a la tierra.

Experimentalmente se ha demostrado que, en condiciones de estepa abierta, el coeficiente de intercambio (k , en (5)) aumenta con la altura hasta los 200–300 metros y luego empieza a disminuir para tomar las características de la atmósfera libre. Sobre regiones con cortinas forestales y en experiencias simultáneas, en cambio, se ha constatado que el incremento del coeficiente de intercambio puede alcanzar alturas mayores de hasta 800–1.000 metros de altura. La fricción suplementaria que genera la macro-rugosidad de la superficie forestada, se dispersa a mayores alturas en la atmósfera libre y puede llegar a ser un estímulo adicional, en la inestabilidad de los sistemas nubosos normales de la región. De esta manera, la modificación geométrica de la superficie puede generar, como última consecuencia, un ligero aumento de la precipitación y, eventualmente, del granizo, especialmente cuando se trata de extensiones regadas en climas áridos en donde el intercambio turbulento, en la atmósfera libre, puede significar además flujo turbulento de vapor de agua desde la superficie regada. Este efecto de aumento de las precipitaciones locales ha sido comprobado por algunos autores en regiones de las características señaladas, pero su magnitud, en valores anuales, no fue superior a un 10 o/o.

Si bien el objetivo principal de la norma analizada en este párrafo ha sido la disminución de la turbulencia mecánica, será indispensable considerar las importantes consecuencias de esta disminución sobre otros elementos del ambiente. Estos elementos son los que integran los balances de agua y de energía, y la composición del aire sobre la superficie protegida. Los dos primeros y en parte el último, se comportan como variables dependientes entre sí por lo cual resulta difícil valorarlos independientemente. Además, en su variación, dependen de las condiciones climáticas generales de la región y de las agrotécnicas, más particulares, de la explotación del suelo. Así resultan muy diferentes los efectos secundarios de las cortinas forestales en climas templados húmedos, en áridos y semiáridos sin riego, en áridos y semiáridos con riego, o entre la alternativa de regiones de agricultura intensiva o pastoril. También es causa de diferencias el hecho de que ocurran nevadas o no, durante el período invernal.

En la Fig. 73 a, se muestra, esquemáticamente, el efecto de la cortina forestal sobre el vector horizontal del viento, que puede vincularse con la disminución de la turbulencia mecánica sobre el área protegida, lo cual es válido para muy diversos tipos de clima. En la Fig. 73 b, se ha tratado de

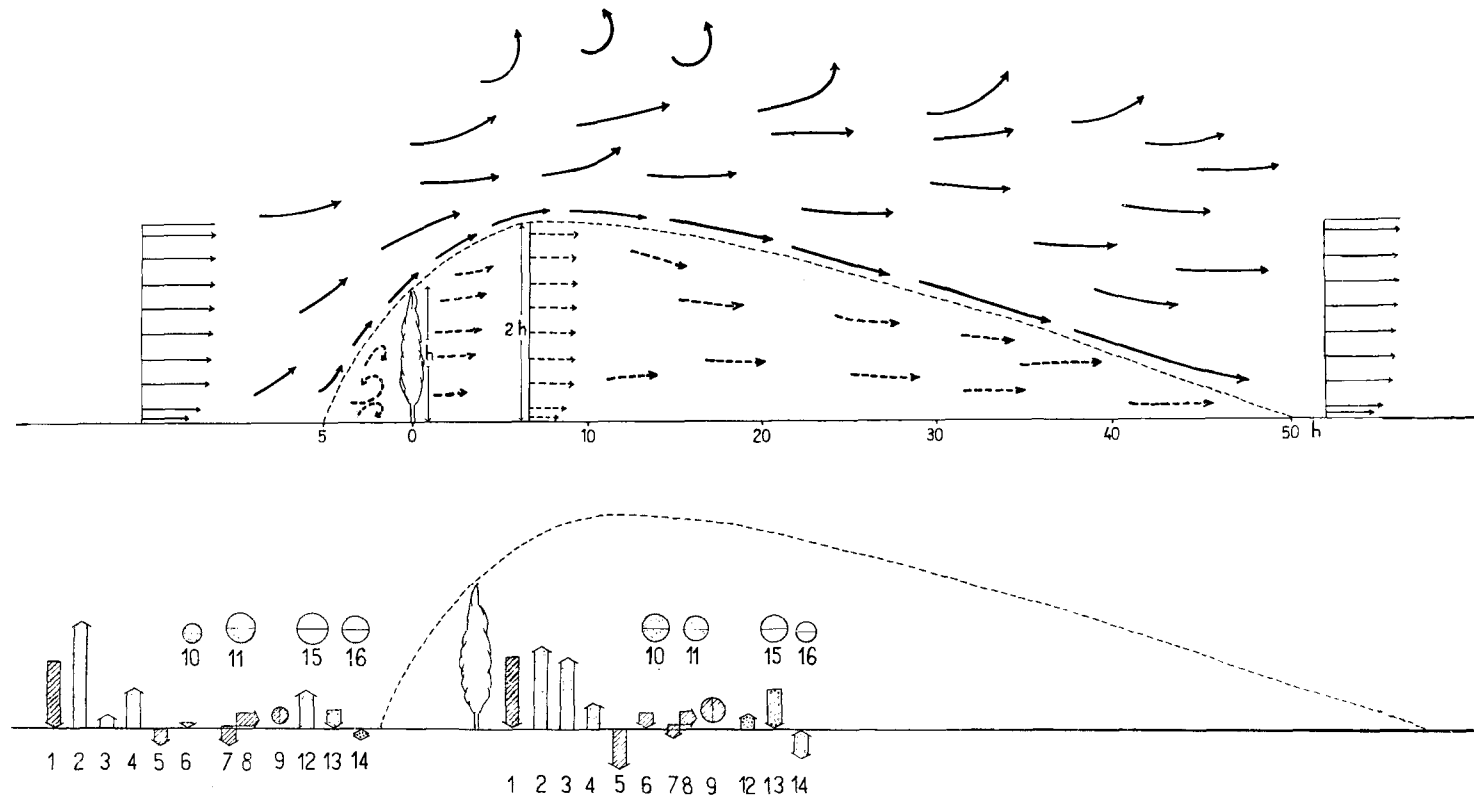


Fig. 73 Efectos de una cortina forestal laxa sobre: a) la turbulencia mecánica en el área protegida; b) efectos secundarios: 1, precipitación; 2, evapotranspiración potencial; 3, evapotranspiración útil o productiva (transpiración); 4, evapotranspiración inútil o improductiva (evaporación del suelo); 5, humedad del suelo Ψ ; 6, deposición de rocío H_2O ; 7, infiltración profunda; 8 escurrimiento superficial H_2O ; 9, intercepción de la lluvia H_2O ; 10, tensión del vapor Θ ; 11, déficit de saturación Θ ; 12, albedo, α ; 13, contrarradiación atmosférica \downarrow ; 14, flujo de calor en el suelo \downarrow ; 15, anhídrido carbónico CO_2 ; 16, partículas sólidas. \circ

mostrar el efecto secundario que la disminución de la turbulencia, en el área protegida y su aumento en las capas superiores ejerce sobre los elementos del balance de agua, de energía y sobre la composición del aire, en el caso de los climas áridos con riego. Por las limitaciones advertidas en el párrafo anterior, las magnitudes de los elementos analizados en las áreas con y sin protección, representados gráficamente, observan una relación aproximada sólo entre los elementos de cada par.

Se observa que los elementos más directamente influídos por la reducción de la turbulencia mecánica son los que componen el balance de agua y de éstos, esencialmente, los que corresponden a la evaporación. Especialmente notable es la diferencia de la evapotranspiración potencial en las áreas protegidas y no protegidas. Este parámetro que pretende definir el poder desecante de la atmósfera sobre superficies húmedas expuestas en ella, depende del déficit de saturación o capacidad hídrica del aire, del balance de energía y de la difusión turbulenta. Como las áreas protegidas, del caso que se trata en este trabajo, corresponden a climas áridos con riego, el contraste que originará la protección resultará de gran magnitud. En casos análogos, la diferencia de este elemento ha superado el 30 o/o. La evapotranspiración real, en cambio, ofrece una relación inversa y ello se debe a que en campo regado, por la abundancia de agua en el suelo, su valor tiende a la magnitud de la evapotranspiración potencial. Pero lo más importante de este último efecto es que si se tiene en cuenta, en forma separada, la evaporación útil o productiva (transpiración) y la inútil o improductiva (evaporación del suelo), en el área protegida aumenta la primera y disminuye la segunda, en razón del aumento de la masa vegetativa, mientras que en las áreas no protegidas el efecto es inverso. Es decir que con riego sin cortinas de protección, o con las escasas lluvias en la estepa desértica, la evaporación improductiva es mayor. La disminución de la evaporación no productiva, en las superficies protegidas, se ha calculado en algunos casos en un 15 a 20 o/o.

Otros elementos menos importantes del balance de agua también están afectados por las cortinas forestales. Si se descuenta el cambio de humedad que significa el riego y se considera sólo la escasa precipitación de los climas áridos y semiáridos, se puede referir, además del ya comentado probable aumento de ésta, que las áreas protegidas ejercen una mayor intercepción sobre las precipitaciones que reciben y, como consecuencia de ello y de la buena agrotecnia, tienen menor escurrimiento superficial y profundo. La disminución de ambos valores del exceso de agua se ha calculado en algunas experiencias en un 25 o/o. También el almacenaje de agua en el suelo es mayor y la deposición de rocío más abundante y duradera, como consecuencia de la protección. La concentración del vapor de agua (tensión del vapor), el déficit de saturación del aire y la humedad relativa tienden a ser mayores en el área protegida que en la estepa abierta, por el sólo efecto de la cortina, pero, tanto éstos como los elementos anteriores aumentan mucho más su contraste con la estepa, por el aporte que proviene del riego y el incremento de la evaporación real en las áreas protegidas.

Por su parte, los elementos del balance de energía de la superficie activa se ven alterados por el efecto de las cortinas en áreas de regadío de climas áridos, en forma directa o indirecta. En forma directa, cuando en las proximidades de la cortina el flujo de radiación de onda corta se altera por la sombra, en la parte sombreada, y por la reflexión monocromática desde la cortina, en la parte iluminada. Ambas ocupan un considerable ángulo sólido del hemisferio al que está expuesta el área afectada. En áreas más alejadas de las cortinas, el efecto indirecto de la protección se traduce en una disminución del albedo por el aumento de la cubierta vegetal (> 50 o/o) y un incremento de la contrarradiación atmosférica, como consecuencia del aumento de la concentración del vapor de agua en la columna de aire sobrepuesta a la superficie protegida (~ 20 o/o). Se comentó anteriormente que las cortinas forestales de protección eficaz, al disminuir la turbulencia mecánica pueden provocar un aumento de la amplitud diaria de variación de la temperatura, pero este efecto, tan lógico cuando se trata de superficies de suelo seco y desnudo, o de suelos esteparios sin riego entre las cortinas, tiende a disminuir o desaparecer sobre las fajas regadas y protegidas. A esto contribuye la mayor absorción de energía de la superficie activa (menos albedo), la mayor contrarradiación atmosférica y el mayor flujo calórico que experimenta el suelo protegido. Este último efecto corresponde a la mayor capacidad calórica que tiene un suelo más húmedo, el efecto de las cortinas y el riego.

Por fin debe mencionarse que la disminución de la turbulencia mecánica por medio de las cortinas forestales puede influir sobre la composición del aire. Si se dejan de considerar las variaciones, ya comentadas, que la protección determina sobre el vapor de agua en la baja atmósfera, se puede referir que algunas experiencias han demostrado variaciones sobre otros elementos presentes en la misma. Así, por ejemplo, se ha observado una ligera disminución en las áreas protegidas de la concentración del CO_2 (3–5 o/o) en las horas diurnas, porque la capa vegetal activa consume varias veces el volumen del CO_2 producido por el suelo y debe obtener el excedente por intercambio turbulento con las capas superiores del aire. También se ha observado la eficacia de las cortinas forestales en el abatimiento de partículas contaminantes de la atmósfera, como las partículas de sal (cloruro de sodio y otros cloruros), en algunas regiones costeras marinas (Inglaterra e Israel), Karschon, (1958) y Karschon y Heth, (1958), donde tales cortinas se utilizan para disminuir el efecto de salinización de los suelos próximos al mar y el polvo en regiones áridas continentales. Es interesante referir, con relación a este último efecto, las observaciones realizadas en URSS., donde el efecto del abatimiento del polvo atmosférico por las cortinas forestales se vincula con más altas concentraciones de iones livianos y pesados, por lo que este valor podría constituirse en un índice de la pureza del aire, Lavrov, (1963).

La implantación de las cortinas forestales en el ámbito del alto valle del río Colorado de altitudes medias, obliga a tener en cuenta algunas consideraciones agrotécnicas importantes. Debido a que esta implantación debe hacerse simultáneamente con la construcción de los canales y acequias

de riego y desagüe, no será problema para el desarrollo de los árboles el agua edáfica de la que naturalmente carece la región; en cambio, las nuevas plantas estarán expuestas, en los primeros años, al clima agresivo de la estepa original. Por ello se deberán elegir especies rústicas al frío invernal y calor estival, de rápido crecimiento y facilitarles, en lo posible, una distribución y desarrollo ordenados de acuerdo con la finalidad de su función principal: la protección contra el viento. El valor comercial intrínseco de la cortina deberá ser una condición subordinada a la anterior.

Las condiciones de invierno pronunciado, dentro del clima general del país, que determinan una pausa vegetativa invernal bien marcada, y los requerimientos de frío invernal de los cultivos posibles, hacen que en esta región sean más recomendables las cortinas formadas por especies caducifolias que por las de follaje persistente y entre éstas, las especies de hojas aciculadas, como algunas coníferas, que las latifoliadas. Aunque aún no existe una experiencia local sobre el crecimiento vegetativo anual de distintos forestales para usar con el fin propuesto, los datos experimentales que existen en las áreas regadas del sur de la provincia de Mendoza y en el valle medio y alto del río Negro, permite presentar aquí algunos ejemplos que pueden ser de aplicación aproximada al alto valle del río Colorado y fueron proporcionados por Cozzo, (1966). Si bien por los requerimientos térmicos y la tolerancia a elevados valores de pH del suelo (7-9), las especies y variedades posibles de utilizar son muy numerosas como los álamos (italiano, chileno y Bolleana), los fresnos (excelsior y americano), los olmos (prócer y siberiano), los pinos (de Alepo y de Canarias), ciprés común, Eucalipto camaldulense, etc., los valores de crecimiento en altura disponibles que se presentan en los cuadros N°s 33, 34 y 35 y Figs. 74, 75, 76, corresponden al álamo "negro italiano", *Populus nigra* ev. *italica*; olmo del Turkestán, *Ulmus pumila*; y varios álamos híbridos, *Populus euroamericana*. En las Figs. 74, 75 y 76, se pueden apreciar los gráficos respectivos y, en ellos, el crecimiento indicado en la primera ordenada, y su equivalencia a distancia de protección a sotavento de 20 a 30 veces la altura para las distintas edades, en la segunda y tercera ordenadas. Se confirma así la mayor eficacia de los híbridos por la rapidez de su crecimiento, y cómo a los 4 años éstos ya aseguran una muy eficaz protección hasta una distancia de más de 200 metros, que a los 12 años llega a superar los 500 metros.

El mantenimiento de las cortinas implantadas es un aspecto del que depende también la estabilidad de la transformación mesoclimática. Como la densidad de la plantación es el factor determinante de su eficacia, deberá tratarse que en todo momento quede libre la circulación del aire en el 30-40 o/o del espacio que abarca la cortina. Como el crecimiento en diámetro de los árboles y su ramificación irá tornando la cortina cada vez más impenetrable, la planificación de su manejo deberá ser tal como para evitar esta consecuencia. Para ello, convendrá que las cortinas tengan pocas hileras de árboles (de 1 a 4), que en el caso de usar más de una hilera de ellos, los mismos se planten en forma alterna y que su densidad se pueda

CUADRO Nº 33.— Crecimiento de Populus nigra cv. itálica (álamo negro italiano; álamo piramidal; álamo criollo).

Edad en años	Crecimiento en altura (m).
4	7 — 7,5
5	8 — 8,5
6	10 — 11
7	12
9	14 — 15
12	16 — 17

CUADRO Nº 34.— Crecimiento de Ulmus pumilla (olmo del Turquestán).

Edad en años	Crecimiento en altura (m).
3	4 — 6
4	7 — 8
5	8 — 9
6	10 — 11
7	11 — 12

CUADRO Nº 35.— Crecimiento de Populus euroamericana (álamos híbridos diversos: I-154; I-214; I-455; 488... etc.).

Edad en años	Crecimiento en altura (m).
4	8 — 9
5	9 — 11
6	11 — 13
7	12 — 14
8	13 — 16
9	15 — 17
10	16 — 18
12	17 — 19

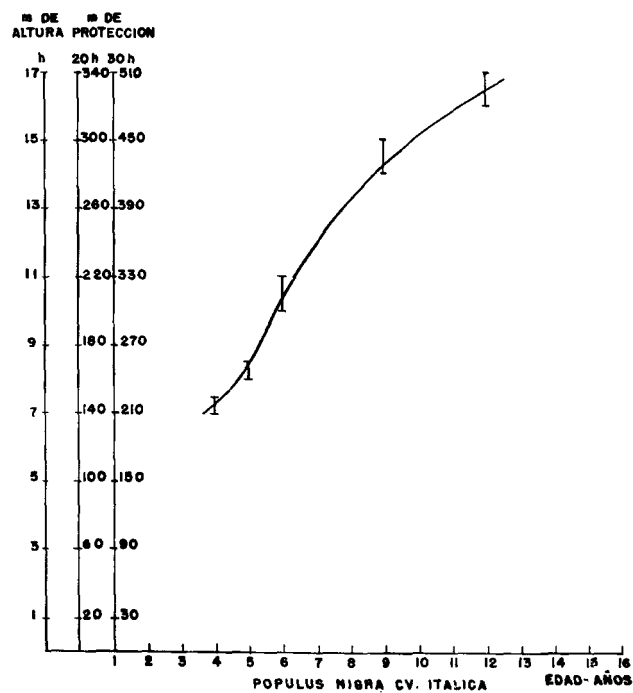


Fig. 74. Crecimiento en altura de *Populus nigra* cv. *italica* y extensión perpendicular del área de protección a sotavento de una cortina laxa.

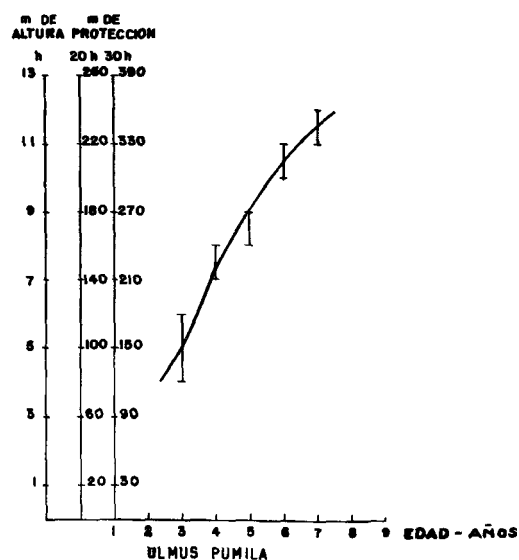


Fig. 75. Crecimiento en altura de *Ulmus pumila* y extensión perpendicular del área de protección a sotavento de una cortina laxa.

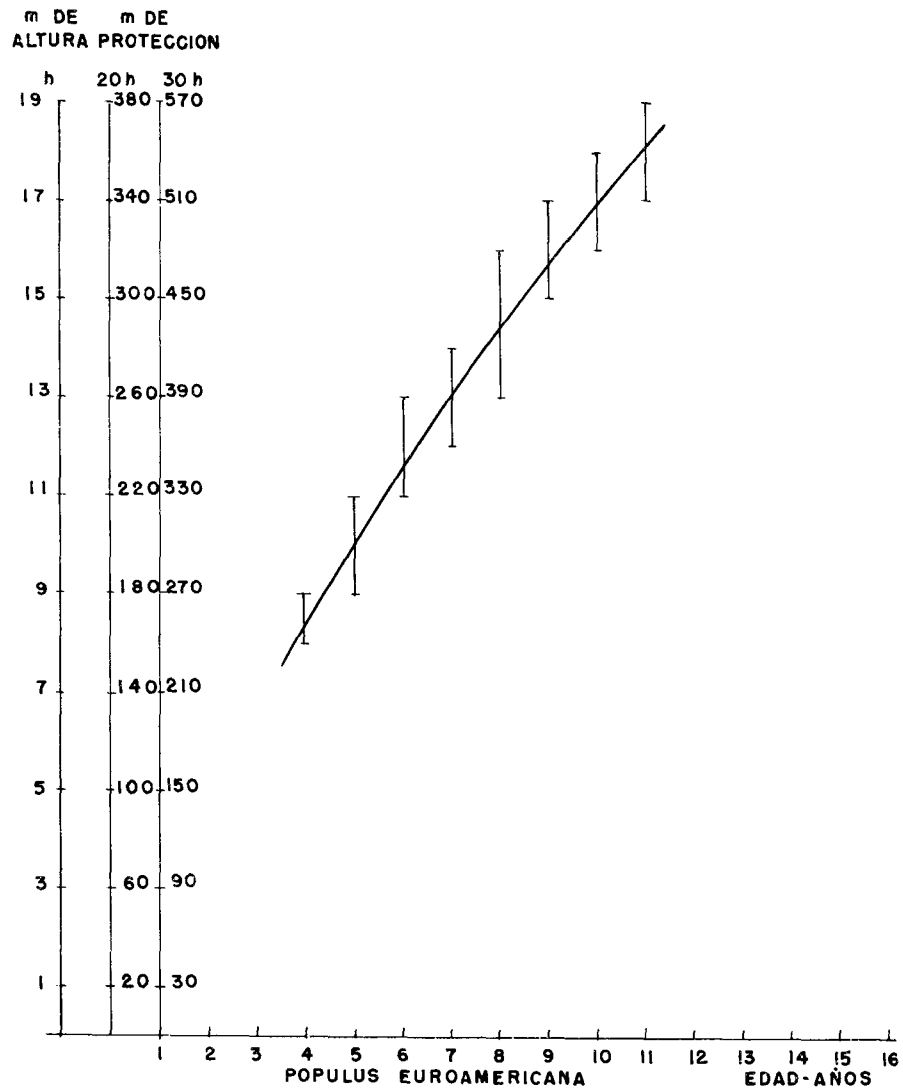


Fig. 76. Crecimiento en altura de *Populus euroamericana* y extensión perpendicular del área de protección a sotavento de una cortina laxa.

aclarar a medida que desarrollan. Así, en el año de su implantación podrán estar muy próximos (30—40 cm) y a medida que crezcan deberán talarse como varillones primero, como postes luego y como árboles al final, tratando en tal forma de mantener la circulación óptima requerida.

c) *Desmonte y nivelación secundaria y sistematización de canales terciarios y de acequias de riego y drenaje en parcelas unitarias. Cortinas forestales para la atenuación de la turbulencia mecánica.*

Esta norma corresponde para el caso de que se haya ejecutado las anteriores en su parte más general, es decir, que sólo se hayan planeado y realizado el desmonte y la nivelación primarios de las áreas apropiadas más extensas, y la sistematización de los canales principales secundarios y terciarios; o para el caso de la habilitación, en una segunda etapa, de las extensiones con suelos erosionables, para las cuales el desarrollo de un sistema más amplio de cortinas de protección, de la primera etapa en canales primarios, secundarios y terciarios, podría constituir una primera medida de seguridad contra la erosión eólica.

En esta etapa resultan válidas todas las consideraciones establecidas anteriormente en cuanto a los efectos, la formación y el mantenimiento de las cortinas forestales. Sólo se puede agregar aquí que las condiciones de algunos suelos del alto valle de alturas medias del río Colorado presentan, en el estado actual, las condiciones críticas para la erosión eólica; suelos sin estructura, arenosos o areno-limosos, con escasa o nula materia orgánica y microorganismos para su descomposición y muy secos en la capa superficial.

Chepil y colaboradores, mencionados por Van Eimern y otros (1964), señalaron que los suelos resisten la erosión cuando por lo menos el 70 o/o de sus partículas tiene un diámetro equivalente (D) $> 0,84$ (o sea próximo a 1,0 mm). El diámetro equivalente se expresa por la siguiente fórmula:

$$D = \frac{\sigma d}{2,65} \quad (12) \quad \text{donde:}$$

σ , es la densidad volumétrica del suelo; d , el diámetro de las partículas individuales y 2,65, la densidad de una arena típica compuesta de granos esféricos. Estos mismos autores formulan el índice de erosionabilidad como:

$$I = \frac{x_2}{x_1} \quad (13) \quad \text{donde:}$$

x_1 , es la cantidad de suelo erosionado, cuando el suelo contiene el 60 o/o de partículas $> 0,84$ mm de diámetro equivalente y x_2 , es el suelo erosionado bajo las mismas condiciones de viento, cuando el mismo contiene cualquier otra proporción de partículas con $D > 0,84$ mm. Los autores comentados ofrecen así el siguiente cuadro de erosionabilidad (I).

Cuadro N° 36.— Índice de erosionabilidad y contenido de partículas de diámetro equivalente $D > 0,84 \text{ mm}$

Contenido de partículas >0,84 mm, en o/o	5	10	15	20	25	30	35	40	50	60	70
Índice de erosionabilidad (I)	150	55	36	23	17	12	8,5	6,0	2,8	1,0	0,5

Frente al tiempo que necesita una cortina forestal para adquirir una magnitud eficiente (3—4 años), no debe desdeñarse la utilidad que pueden prestar algunas plantas herbáceas de crecimiento rápido como el maíz, girasol, sorgo y algunos arbustos perennes que con abundante agua como la que pueden proporcionar las acequias de riego y desagüe, pueden formar una cortina de protección útil y perdurar aún luego de secarse al finalizar su período vegetativo. Sin embargo, habrá que tener especial cuidado de utilizar algunas especies que, por su mecanismo de reproducción sexual o vegetativa, con facilidad pueden transformarse en maleza (caña de Castilla, sorgo de Alepo, etc.).

En esta etapa, en que se desarrollan los sistemas de riego parcelario hay que enfatizar que tan importante como éstos serán los sistemas de desagües. En los climas áridos y semiáridos con riego, es frecuente que la falta de un drenaje adecuado en las áreas regadas produzca la salinización y alcalinización del suelo hasta extremos que es imposible reparar económicamente. Para evitar este inconveniente es indispensable que un adecuado sistema de desagüe mantenga la napa freática suficientemente profunda, de modo que se interrumpa la comunicación capilar del agua freática con la superficie de evaporación del suelo. Los errores por omisión, de esta inevitable norma de manejo del riego, que se han cometido en importantes extensiones de regadío del país, y de los que aún hoy se sienten las consecuencias, son una seria advertencia como para no incurrir nuevamente en ellos. Extensos campos salinos o alcalinos, que significan la muerte de una vegetación activa y productiva, son precisamente las condiciones opuestas a las requeridas para una adecuada transformación mesoclimática.

d) y e). Atenuación del albedo y de la turbulencia térmica mediante la formación de superficies verdes continuas. Aumento de la capacidad calórica del suelo superficial, disminución de los extremos térmicos en superficie y de la evaporación inútil o improductiva, por el cambio de textura y de la humedad del suelo.

Estas dos etapas del proceso de transformación mesoclimática es difícil y poco práctico tratarlas separadamente, porque se hallan muy vinculadas entre sí. Una vez sistematizado el riego, niveladas las parcelas de cultivo y dominada la turbulencia mecánica del viento, la menor ventilación de las áreas protegidas generaría en ellas, como ya se ha dicho, un mayor calentamiento diurno y enfriamiento nocturno que en las áreas sin protección contra el viento. La implantación de cultivos sensibles a

extremos térmicos, antes de la transformación de las condiciones del suelo, los expondría peligrosamente a esa contingencia y alejaría, cada vez más la posibilidad de ese cambio tan indispensable. Los gradientes superadiabáticos diurnos generarían una gran turbulencia térmica y, con ella, una difusión vertical del vapor de agua y, por lo tanto, de la evaporación improductiva.

Por estas razones, el primer paso de estas dos etapas será la modificación del albedo, estableciendo superficies verdes continuas mediante la siembra de especies herbáceas con la densidad necesaria. Para este fin se podrá recurrir a especies forrajeras o hortícolas y, en el primero de estos casos, existirá la alternativa de utilizarlas como abono verde, forraje de corte y de pastoreo. El valor económico que puede significar la mayor rapidez de la transformación ambiental, frente al valor de la producción que se requiera en el período de transformación será, sin duda, decisiva en la elección de alternativas a aplicar. En este sentido, estos tipos de explotación se pueden enumerar según la eficacia con que pueden influir sobre la transformación mesoclimática, en el siguiente orden:

- Abono verde
- Forraje de pastoreo directo
- Forraje de corte
- Cultivos hortícolas

El abono verde forma una cubierta densa y aporta materia orgánica al suelo por el sistema radicular y la parte aérea enterrada. La producción de forraje de pastoreo directo, es un tipo de explotación más lenta en la transformación del suelo puesto que el aporte es sólo debido al sistema radicular del cultivo y a los residuos animales que constituyen una parte del sistema aéreo de aquél; la parte restante se transforma en carne. El forraje de corte proporciona materia orgánica al suelo solamente mediante su sistema radicular, pues su parte aérea para silo, fardo o "pellet", hace suponer que no puede ser consumida en el lugar.

La siembra del abono verde puede practicarse en primavera, otoño, o durante la segunda mitad del invierno. Las siembras de fin de febrero o comienzos de marzo pueden enterrarse a fines de mayo y las siembras de abril, de más lento desarrollo, podrían enterrarse en invierno o comienzos de primavera. Las siembras de primavera pueden realizarse en octubre, para ser enterradas en febrero o marzo. Las siembras deberán ser densas, con el objeto de obtener una vegetación compacta y, además, regadas periódicamente por inundación uniforme para obtener un buen desarrollo (Horizonte Agrario, 1973).

Plantas de porte erecto, como los cereales (cebada, avena, trigo), requieren el empleo de unos 100 kg de semilla por hectárea; leguminosas, de porte más abierto, como el trébol encarnado, 25 kg por ha y otras especies de mayor porte erecto, como el lentejón, habichuela y Vicea, 60—80 kg por ha.

Conti (1970), ha proporcionado para este trabajo la siguiente lista de forrajeras adaptadas a las condiciones de clima del ámbito y suelo del alto valle de alturas medias del río Colorado.

i) Especies adaptadas para suelos de pH alto (hasta 10)

x) Leguminosas

- *Trifolium fragiferum* o Trébol frutilla; perenne
- *Lotus corniculatus* o Loto corniculato de hoja angosta; perenne
- *Melilotus albus* o Trébol blanco de olor
 - Forma bienal: Trébol Bokhara
 - Forma anual: Trébol de Hubam
- *Melilotus officinalis* o Trébol amarillo de olor
 - Forma bienal: Selección Madrid

xx) Gramíneas

- *Agropiro elongatum* o Agropiro alargado común, variedad Alkar de Estados Unidos, (pH 11); perenne
- Trigopiro o Trigo x Agropiro; perenne
- Cebada Bordenave Ranquelina; anual
- Cebada Oliveros Litoral; anual

xxx) Otras especies

- *Beta vulgaris* var. cicla o Acelga

ii) Especies adaptadas para pH hasta 8

x) Leguminosas

- *Medicago sativa* o Alfalfa de Río Negro o Colonia Sarmiento; perenne

xx) Gramíneas

- *Festuca arundinacea* o Festuca alta en sus variedades: Alta, Kentucky 31 o Goars; perenne
- Centeno forrajero Massaux; anual

iii) Especies adaptadas para pH de 6,5 a 7,5

x) Leguminosas

- *Trifolium repens*, var. *giganteum* o Trébol blanco var. Ladino; perenne
- *Trifolium pratense* o Trébol rojo; bienal a perenne. Probar la mayor cantidad de variedades
- *Phaseolus vulgaris* o Habichuela
- *Lens culinaris* o Lentejón
- *Vicia fava* o Haba

xx) Gramíneas

- *Festuca arundinacea*; perenne
- *Pharus tuberosa*; perenne
- *Dactylis glomerata*; perenne
- *Avena sativa* o avena
- Trigos para pastoreo: variedades Klein impacto, Vilela sol y Buck pampero
- Maíz precoz de Desimone, amarillo

xxx) Crucíferas

- *Brassica napus*; *Brassica campestris* o Colza

Los cultivos hortícolas también pueden usarse en esta etapa de transformación, pero su eficacia en la modificación del albedo y de las condiciones estructurales del suelo, dependerán de la densidad de cobertura del mismo y del tiempo que permanezcan verdes sobre su superficie. Entre otros pueden mencionarse: Haba, arveja, lechuga, zapallito, zapallo, melón, ají, berenjena, papa, zanahoria, repollo, coliflor, apio, ajo y cebolla.

La estabilización mesoclimática se puede lograr después que la acción de las normas de manejo anteriores se haya mantenido por un período de 7 a 10 años, en una superficie de cierta extensión. Sobre la base de algunos proyectos realizados en climas homólogos, se puede estimar en 20—30.000 ha la superficie mínima a mejorar, como para obtener una transformación mesoclimática estable de importancia económica.

Una vez obtenida la transformación mesoclimática, será el momento oportuno para establecer el plan definitivo de explotación del área mejorada. En el alto valle de alturas medias del río Colorado, la agricultura intensiva de máxima productividad deberá desarrollarse sobre la base de la explotación de los cultivos frutícolas de clima templado. La producción hortícola y frutícola y la de forrajes deberá ser considerada como una producción complementaria de la anterior y destinada a las áreas con suelos de menor fertilidad por su textura, salinidad, profundidad de la napa de agua y peligrosidad de las heladas.

Dentro de los climas continentales argentinos, el área mejorada se distingue por un verano templado y un invierno frío. Se debe esperar que la temperatura media del mes más caliente descienda 1°C o más, por la acción de las medidas de mejoramiento y sobre todo, que las temperaturas máximas sean atenuadas en una mayor medida.

Las condiciones térmicas del invierno también serán modificadas y especialmente se puede prever una atenuación de las temperaturas mínimas diarias. Sin embargo, como las temperaturas máximas diarias en esta estación, también experimentarán una relativa disminución, las condiciones del enfriamiento biológico no podrán ser modificadas profundamente. El enfriamiento biológico, dado que se evalúa por el número de horas inferiores a 7°C, y esta temperatura se encuentra próxima a la media diaria, si experimenta alguna variación, ella no puede tener gran magnitud. De este modo, el clima transformado será uno de los más aptos del país para cultivos de clima templado con veranos templados e inviernos relativamente fríos. Los mapas de horas de frío de Damario (1969), asignan a esta zona entre 1.500 y 2.000 horas de frío totales anuales y entre 1.250 y 1.750 horas de frío "efectivas" durante el período de descanso.

Esta característica agroclimática otorga a esta región una aptitud especial para el cultivo de vides para vinificar, destinadas a la producción de vinos de la más alta calidad. Los climas de verano cálido producen vides con alto contenido de azúcares y vinos de elevada concentración alcohólica, baja acidez y escaso "Bouquet". En cambio, con veranos templados se obtienen vides con menos azúcares, de menor concentración alcohólica, mayor acidez y buen "bouquet". Los veranos templados e inviernos fríos, como los de esta región, aseguran la más alta calidad, productividad y longevidad

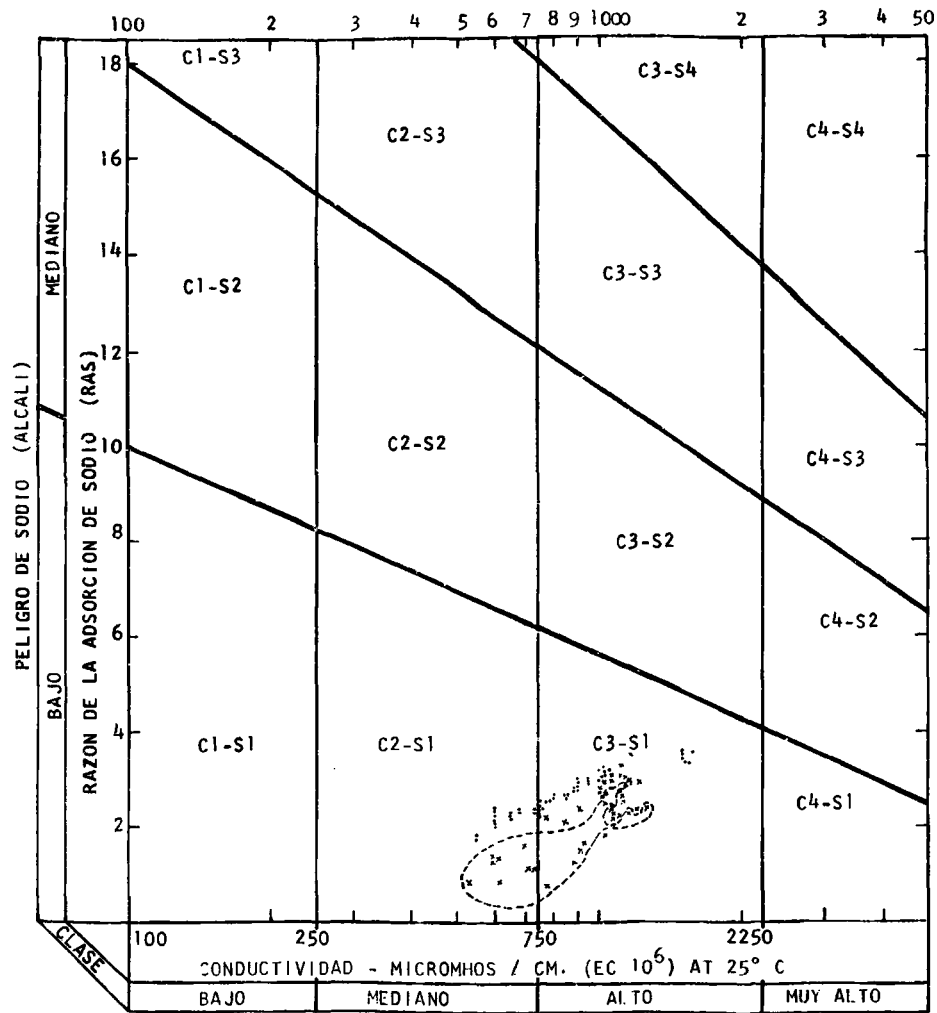


Fig. 77. Diagrama de peligrosidad de salinidad y de absorción de sodio de las aguas de riego en Colonia 25 de Mayo y en el valle inferior del río Colorado, (o) muestras tomadas en el período estival XI-IV de un año en el valle inferior; (x) muestras mensuales tomadas durante 5 años en Punto Unido. La línea de puntos encierra los valores de las muestras tomadas durante el período XI-IV.

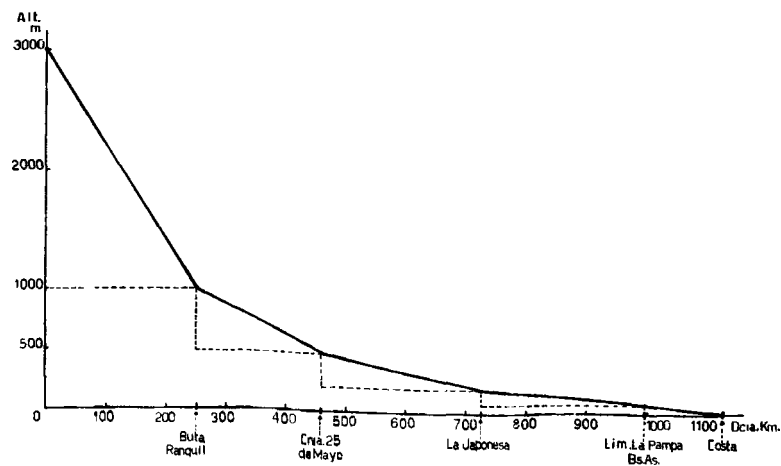


Fig. 78. Perfil esquemático altitudinal del valle del río Colorado y de los afluentes que lo forman.

a especies como el manzano, peral y ciruelo.

Dos condiciones de suelo, que deben vincularse con el ambiente climático, son la altura de la napa freática y la salinidad. La napa de agua poco profunda significa un obstáculo para controlar la humedad del suelo que es un importante elemento del balance de agua; y la salinidad del suelo y la del agua de riego, son características que, además de los fenómenos de toxicidad que pueden ocasionar a los cultivos, regulan en cierto modo la evaporación y la transpiración vegetal que también son importantes elementos de aquél balance.

Si bien el control de la napa freática puede hacerse, dentro de ciertos límites, mediante un adecuado sistema de riego y desagüe por infiltración o bombeo, las condiciones generales del drenaje de toda la región tienen una gran importancia en el nivel del balance salino que puede alcanzarse con ellos. En la Fig. 77 se presenta gráficamente la comparación de la salinidad del agua de riego en Punto Unido, Colonia 25 de Mayo, (Ente Provincial del Río Colorado 1974), y en varios lugares del sistema de riego del valle inferior del río Colorado (Lucero y Concetti, 1969). Estos últimos autores, tomando muestras en cinco puntos de observación en el valle inferior del río Colorado, aproximadamente cada quince días, entre el 17 de noviembre de 1967 y el 18 de abril de 1968, hallaron valores de conductibilidad superiores a 0,750 mmhos, entre el 17 de noviembre y el 18 de enero y valores superiores a 1,500 mmhos en las muestras tomadas en el mes de marzo. La Sección de Suelos, Riego y Drenaje del Ente Provincial del Río Colorado de la provincia de La Pampa, cerca de Colonia 25 de Mayo, en muestras aproximadamente mensuales durante 5 años, determinó valores inferiores a 0,750 mmhos entre octubre y febrero y los valores máximos de otoño e invierno, raramente alcanzaron los 1,200 mmhos. Se puede observar así que, no obstante el contenido habitual de sales que trae el río Colorado, en el alto valle de alturas medias las concentraciones de sales son comparativamente más bajas y permanecen así durante más tiempo que en las bocas de riego del valle inferior. En la Fig. 78, por otra parte, se observa el perfil de altitud de todo el sistema del Colorado y de los afluentes que lo forman, y de él puede deducirse que el drenaje regional del alto valle es superior al de las tierras llanas del valle inferior, donde éste se ve impedido, en parte, por el océano.

El espacio de exploración disponible de las raíces de los árboles frutales y sus condiciones físico-químicas, determinan que su sistema radicular alcance el desarrollo óptimo; el equilibrio de éste con la parte aérea, su productividad y longevidad. La Fig. 79 reproduce observaciones de Kolesnikov (1966), sobre el desarrollo radicular de algunas especies frutales en un lugar donde no existen impedimentos físicos para el mismo, como es el de la estación experimental de la Academia de Agricultura de Timiriasev, en Moscú. Se observa así que, mientras las raíces del manzano alcanzan hasta más de 4 m de profundidad, las del peral llegan a 2 m, las del guindo a 1,80 m y las del ciruelo a 1,50 m. El mismo autor, al referir el grave inconveniente de las napas de agua poco profundas, atribuye a las mismas la debilidad de las plantas y sus bajos rendimientos y para ilustrarlo cita el caso de ejemplares de manzano *Reinette de Champagne*, con la napa de

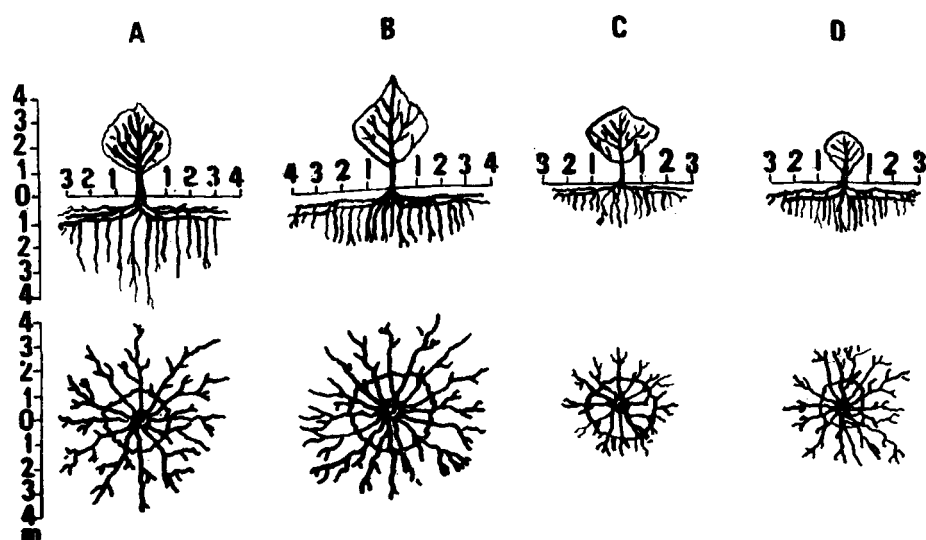


Fig. 79. Desarrollo aéreo y radicular de árboles frutales de 13 años en la estación experimental de Timiriasev, Moscú. A, manzano; B, peral; C, ciruelo; D, guindo. (s/Kolesnikov 1966)

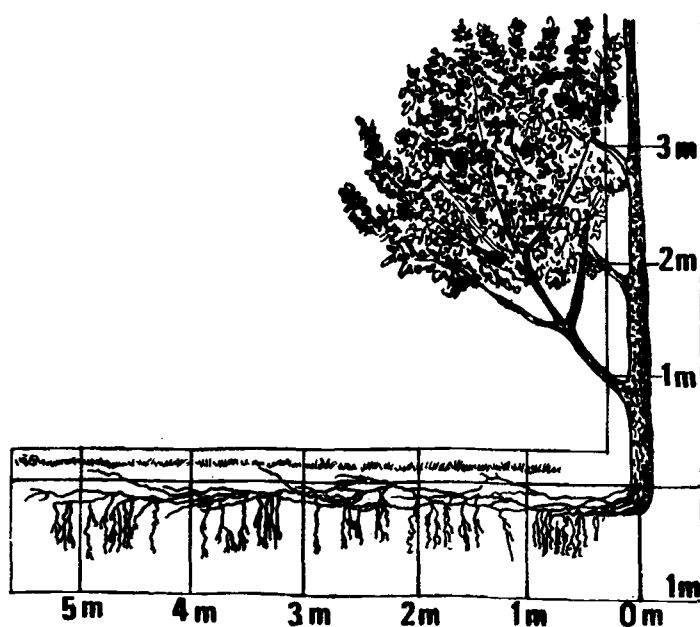


Fig. 80. Manzano de 25 años de edad, Reinette de Champagne, injertado sobre *Malus sylvestris* en Crimea. Desarrollo radicular y aéreo deficiente por hallarse la napa de agua a 1 m de profundidad. (s/Kolesnikov 1966)

agua a 1 m de profundidad, que se reproduce en este trabajo en la Fig. 80. Será conveniente agregar que, en forma independiente de la altura de la napa de agua, pero probablemente muy vinculado con la distribución de la humedad en el perfil del suelo y su régimen térmico, el sistema radicular de los frutales difiere, en su distribución, en relación con el tipo de suelo. La Fig. 81 corresponde a observaciones de Gruzdev comentadas por Kolesnikov (1966), en donde se observa que la masa radicular se acumula en los horizontes con mayor contenido de humus y en el horizonte superior iluvial. En el ámbito de este estudio, los suelos naturales se aproximan más al último caso de los representados en la Fig. 81, lo cual demuestra que la distribución radicular puede ser uniforme en todos sus horizontes si no existen obstáculos físicos o químicos que lo impidan.

Díaz (1970), ha proporcionado, para este trabajo, una lista de variedades frutales de mayor adaptación a los mesoclimas estabilizados del alto valle de alturas medias del río Colorado, que se enumeran a continuación:

- Manzano: Red Delicious; Granny Smith; Blackjon; King David; Red Rome Beauty.
- Peral: Williams; Packham's Triumph; Anjou; Winter Bartlett.
- Uva para vinificar: Malbeck; Barbera; Pinot Negro; Malvasía; Semillón; Pedro Giménez; Pinot Blanco; Sauvignon; Riesling.
- Ciruelo: D'Agen; Pond's Seedling; President; Reina Victoria
- Duraznero: Cristalino; Gran Monarca; Elberta; Chato de China; Pavía Amarillo; Real Jorge Amarillo; July Elberta; J.H. Hale.
- Uva para mesa: Criolla grande; Moscatel rosada; Torrontés; Cereza; Moscatel blanca; Alphonse Lavallée.

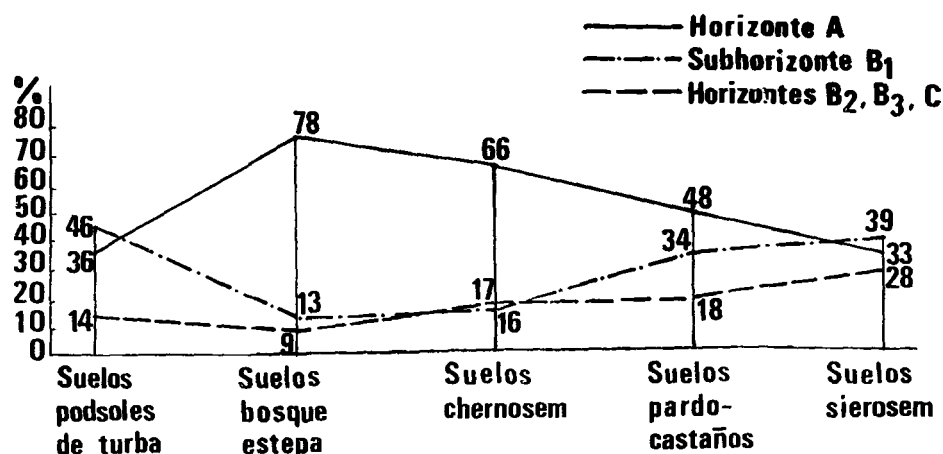


Fig. 81. Distribución de las raíces del manzano en diferentes horizontes de algunos suelos típicos, según Gruzdev.

B) Aptitud agroclimática potencial de los mesoclimas del valle inferior del río Colorado

Lo discutido en VI, 3, resulta de aplicación a los mesoclimas del valle inferior del río Colorado, si se tienen en cuenta las características propias de éstos y las posibilidades de su transformación por las medidas de mejoramiento. Dos factores de los mesoclimas agrícolas de la región que se analizaron en V, son los que determinan la aptitud agroclimática potencial de los mismos: la circulación regional en la baja troposfera y el relieve, que influye el balance de agua en general y de éste el almacenaje de agua edáfica útil para los cultivos.

La circulación estacional y diaria de la baja troposfera afecta profundamente esta región como se ha mostrado en V, modificando, en forma regular y uniforme, las condiciones de humedad y temperatura que determinaría la superficie continental de la región por sí misma. Un verano mucho más fresco, un invierno más suave y un período medio libre de heladas más extenso, fueron los índices más auténticos que sirvieron para mostrar aquella influencia sobre el régimen térmico. La mayor concentración del vapor de agua, el menor déficit de saturación del aire, la mayor nubosidad (heliofanía) y la mayor precipitación, fueron los mejores indicadores para establecer las diferencias en el estado hídrico de la atmósfera de estos mesoclimas.

Las condiciones de relieve plano y bajo de toda la región (fig. 78), poco favorable para facilitar un buen drenaje regional, determinan la fuerte salinización que experimentan los suelos bajos y el peligro de salinizar los suelos más altos con el regadío. Con esta última práctica resulta así inevitable, en estos suelos, una elevación de la napa freática con un nivel difícil y costoso de controlar. Por otra parte, una napa freática elevada, significará un menor espacio para el sistema radicular de los cultivos y, por lo tanto, una capacidad menor de almacenaje de agua útil que constituye uno de los principales elementos del alcance de agua de los suelos.

La eliminación de la turbulencia mecánica, como una medida al alcance del hombre para la transformación mesoclimática, no tiene aquí las mismas consecuencias que se analizaron en VI, 3, A, b, c. En esta región, por la mayor ventilación y las condiciones de humedad del aire dominadas por la circulación regional, las cortinas forestales se comportarán como lo hacen en los climas subhúmedos. Es decir, serán útiles para evitar el efecto mecánico sobre las plantas, pero el contraste entre la evapotranspiración potencial y real, en las áreas protegidas y no protegidas, no será tan marcado como lo es en los climas áridos con riego. El efecto sobre el cambio de algunos elementos del balance de energía, tampoco puede ser tan notable, porque la columna de aire sobre los campos protegidos contiene una gran cantidad de vapor de agua que no puede ser controlada por la cortina.

En situaciones próximas al mar, sin embargo, las cortinas de protección podrán servir para atenuar la salinización del suelo por el efecto de las sales marinas transportadas por el aire.

La planificación y construcción de una eficiente red de drenaje, por

gravedad o bombeo mecánico, debe ser la medida fundamental de mejoramiento para que la acción del hombre sobre este ambiente tan particular no resulte contraproducente. Ya que, si bien el mejoramiento de su aptitud potencial tiene las limitaciones que se han señalado, su degradación, por un manejo inadecuado, es sumamente fácil. La menor capacidad de almacenaje del suelo, la mayor salinidad del agua de riego y la necesidad de mantener un balance estable de sales en el suelo, obliga al productor a usar en el riego mayores cantidades de agua por unidad de superficie que la que usaría en condiciones opuestas; y si el drenaje no es eficiente, la degradación por salinización, será inevitable.

Con estas características poco transformables por la acción del hombre, la aptitud agroclimática potencial de la región se puede estimar adecuada, especialmente para los cultivos de sistema radicular superficial o no muy profundo que se adapten a los suelos neutros o algo salinos y alcalinos. La relativamente gran amplitud del período medio libre de heladas, permitirá un aprovechamiento amplio del año agrícola y la producción de ciertas primicias para la zona de influencia económica de la región.

Los cultivos más importantes de la región deberán ser las forrajeras y las hortalizas. Las primeras, por el costo de la tierra y de su manejo, deberán usarse en objetivos de la mayor retribución posible: como praderas de engorde de ganado criado en las regiones circundantes más áridas, o en la producción de semilla forrajera. Las especies aconsejables pueden ser las mencionadas en el capítulo anterior, teniendo en cuenta su tolerancia o requerimiento en pH.

Las hortalizas que pueden ser tempranas para la región de influencia, se destinarán ventajosamente al consumo directo; las de estación, a la obtención de semilla o a la industrialización. Este centro de producción puede tener gran importancia en el abastecimiento de ciudades como Bahía Blanca y las del valle del río Negro, así como a la vasta región patagónica oriental, en donde las hortalizas son escasas y costosas. Las hortalizas pueden ser las mismas que las indicadas para el valle superior en el período de transformación mesoclimática, con las limitaciones que, en algunas situaciones, puede señalar una salinidad elevada. Del mismo modo, la región, por sus condiciones climáticas, puede ser apta para la producción de simientes y bulbos de especies florales, industriales, herbáceas o arbustivas, de climas templados e inviernos frescos.

Las especies y variedades frutales que exigen alta tecnología para su producción económica, deberán seleccionarse cuidadosamente, por la necesidad de profundidad de suelo para el desarrollo radicular; por su exigencia en frío moderado y por su resistencia a las enfermedades que se propaguen favorecidas por una humedad atmosférica más elevada; mayor frecuencia y duración del rocío y cielos menos despejados. En este sentido, deben aconsejarse las variedades de ciruelos, especialmente japonesas, duraznero y guindo y algunas variedades de perales y manzanos, sobre portainjertos de sistema radicular no muy profundo. No obstante esta producción difícilmente alcanzará la calidad que requiere la exportación, y la productividad y longevidad de tales cultivos será menor que la que pueda obtenerse en el alto valle del río Colorado.

AGRADECIMIENTO

Es necesario dejar constancia aquí del agradecimiento del autor a todas las personas que, de una u otra forma, posibilitaron la realización de este trabajo.

En primer término, debemos mencionar a los observadores meteorológicos que gracias a su honestidad y buena voluntad acumularon la masa de datos que hicieron posible este análisis. A los ayudantes alumnos de la cátedra de Climatología y Fenología Agrícolas de la Facultad de Agronomía de Buenos Aires que colaboraron en las campañas anuales de reconocimiento y en la depuración, control, cálculos meteorológicos y preparación de ilustraciones, señores H. Stege, J. Rebagliatti, C. Ferreyra, F. Garra, R. Arrighi, J. Zunino, M. Flores, D. Casanova, D. Carrara, J. Fuentes, M. Henjes; al piloto R. Parada, quien colaboró con el autor en los relevamientos aéreos; a los Ing^{os} Agr^{os} A. Cagliolo y A. Pascale y Dr. F. Prohaska, que colaboraron en la etapa de instalación de las estaciones transitorias; al Ing^o Agr^o J. Arroyo que actuó como supervisor de relevamientos entre 1962—1965; al señor W. Pesek que colaboró como instructor de observadores, instalador y supervisor de instrumental en todas las campañas de relevamiento; al señor M. Etchelecu quien colaboró con el señor Pesek; a los Ing^{os} Agr^{os} J. Conti, D. Cozzo y J. Díaz quienes aportaron información personal sobre forrajes, forestales y frutales, respectivamente y a la señorita E. di Neubourg, quien colaboró en las tareas de cálculo, preparación de gráficos, cartografías y manuscritos del presente trabajo. Por último debe señalarse que en todo momento se contó con las facilidades y apoyo de las autoridades de la Facultad de Agronomía de Buenos Aires; del INTA y del Ente Provincial del Río Colorado de la provincia de La Pampa, sin los cuales no hubiera sido posible concretar este trabajo.

BIBLIOGRAFIA

- BATES, C. G. 1944. *The Windbreak as a Farm Asset*. Farmis Bull. N° 1405, U.S. Dept. Agric. 2nd. ed. 22 págs.
- BUDYKO, M. I. 1956. *Tieplovoi balans semnoi poverchnosti* (Balance calórico de la superficie terrestre) Gidrometeorologizdat, Moscú-Leningrado.
- BURGOS, J. J. 1951. Los climas de la República Argentina según la nueva clasificación de Thornthwaite. *Rev. Meteoros*, Buenos Aires, 1 (1): 32. págs.
- 1963. *Las heladas en la Argentina*. Col. Cient. INTA, 3, 388 págs.
 - 1965. *El clima del alto valle del río Colorado y su aptitud agroclimática*. Buenos Aires 48 págs. a máquina.
 - 1966. (a) Mesoclimas agrícolas del valle inferior del río Colorado. En: CAPPANNINI, D.A. y LORES, R.R., *Los suelos del valle inferior del río Colorado (prov. de Buenos Aires)* INTA, Colección Suelos N° 1: 33-37.
 - 1966. (b) World trends in agroclimatic surveys. *Symposium on methods in agroclimatology*, Reading University, England, 1966:211-224. UNESCO.
 - 1967. El Clima. En: IICA y ALAF, *Las Ciencias Agrícolas en América Latina*, San José, Costa Rica, Cap. III: 85-112.
 - 1969. (a). Asignación de cuotas a las provincias interesadas en las aguas del río Colorado. *La Nación*, Buenos Aires, setiembre 1969. Reeditado por *Biblioteca Pampeana*, Santa Rosa, La Pampa, Serie Folletos N° 11, 15 págs.
 - 1969. (b). El clima de la provincia de Buenos Aires en relación con la vegetación natural y el suelo. En: CABRERA, A.L., *Flora de la provincia de Buenos Aires*, INTA, Buenos Aires, t. IV, parte 1ra.: 33-99.
 - Inédito. (a) *Factores climáticos y el balance de agua de América del Sur*, 1966. 35 págs. a máquina.
 - Inédito. (b) *El clima de la zona de influencia del canal Pomona-San Antonio Oeste en relación con la agricultura y la ganadería*, Buenos Aires, 1969, 24 págs.

- BURGOS, J. J. y CORSI, W. Inédito. *Comparación de métodos de medida y estimación de la evaporación y evapotranspiración*. 14 págs.
- CABORN, J. M. 1957. *Shelterbelts and microclimate*. Bull. N° 29. Forestry Commission, Edinburgh University, 135 págs.
- CABRERA, A. y YEPES, J. 1960. Zoogeografía en América del Sur. En: EDIAR, *Mamíferos Sudamericanos*, t.1, pág. 15.
- CONRAD, V. y POLLAK, L. W. 1950. *Methods in Climatology*, Harvard Univ. Press Cambridge, Mass. 2nd. Ed., 459 págs.
- CONTI, J. 1970. Nota personal al autor de este trabajo con lista de plantas forrajeras.
- COZZO, D. 1966. Nota personal al autor de este trabajo con datos sobre crecimiento de forestales.
- CRAIG, R.; KATZ, I. y HARNEY, P. 1945. Sea breeze cross sections from psychrometric measurements. *The Bull. Of the Am. Met. Soc.*, 26 (10): 405-410.
- DAMARIO, E.A. 1969. Carta estimada de horas de frío de la República Argentina. *Rev. de la Fac. de Agronomía y Veterinaria*, Buenos Aires 17 (2): 25-38.
- DE FINA, A. L. 1950. Sistema práctico para dividir los países en distritos agroclimáticos. *Rev. Invest. Agríc.* 4 (4): 341-356.
- DIAZ, J. 1970. Nota personal al autor de este trabajo con lista de variedades frutales.
- ENTE PROVINCIAL DEL RIO COLORADO. 1974. Análisis químico de las aguas del río Colorado en Punto Unido. 8 planillas a máquina, Santa Rosa, La Pampa.
- ESTOQUE, M. A. 1961. A Theoretical investigation of the sea breeze. *Quart. J. R. Meteor. Soc.* 87: 136-146.
- 1962. The sea breeze as a function of the prevailing synoptic situation. *Jour. of the Atmospheric Sci.*, Univ. of Hawaii, 19: 244-250.
- GEIGER, R. 1959. *The climate near the ground*. English translation from the German by Harvard Univ. Press, Cambridge, Massachusetts. 494 págs.
- HAUDE, W. 1952. Verdunstungsmenge und Evaporationskraft eines Klimas. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes in der US-Zone*. 42. Knoch-Heft: 225-229.
- HAUDE, W. 1954. Zur praktischen Bestimmung der aktuellen und potentiellen Evaporation und Evapotranspiration. *Mitteilungen des Deutschen Wetterdienstes*. Bad Kissingen, 8: 22.
- 1955. Zur Bestimmung der Verdunstung auf möglichst einfache Weise. *Mitteilungen des Deutschen Wetterdienstes*, Bad Kissingen, 11(2):24.
- HAUDE, W. y MOESSE, O. 1937. Allgemeine Betrachtungen ueber eine Formel für landwirtschaftlichen Klimaberuertung. *Biokl. beibl.* 4:54-62.
- HELLMANN, G. 1917. Ueber die Bewegung der Luft in den untersten Schichten der Atmosphäre. *Met. Z. Braunschweig*, 34: 273.
- HORIZONTE AGRARIO INDUSTRIAL. 1973. La discriminación del abono verde. *Rev. de Divulgación Técnica*, Mendoza, Argentina. Año XV (149)p. 7.
- HORST BRAUN, R. 1963. Las tierras aprovechables para riego en la cuenca del río Grande. *Boletín de Estudios Geográficos*, Univ. Nac. de Cuyo, Mendoza, Argentina, 10 (40): 97-144.
- KARSCHON, R. 1958. Leaf absorption of windborne salt and leaf scorch in *Eucalyptus camaldulensis* Dehn. Ilanoth, For. Res. Stat. Ilanoth (Nathanya), N° 4 Israel.
- KARSCHON, R. y HETH, D. 1958. Wind speed, wind-borne salt and agricultural crops as affected by wind breaks. *Lay-Yaaran* 8 (3-4): 8-13; 38-42.
- KOHLER, M.A.; NORDENSON, T. J. y BAKER, D.R. 1958. *Evaporation maps for the United States*. U.S. Weather Bureau Technical Paper 37, Superintendent of Documents, Washington.
- KOLESNIKOV, V. 1966. *Fruit Biology*. Translated from the Russian by L. Kolesnikov. Mir publishers Moscow. Printed in the Union of Soviet Socialist Republics. 337 págs.
- KONSTANTINOV, A. R. y STRUZER, L. R. 1965. Lesniye polosy i urozhay. (Cortinas forestales y cosechas) *Hidrometeorologicheskoe izdatelstvo*, Leningrad. 176 pag.
- KOPPEN, W. 1931. *Grundriss der Klimakunde*. Walter de Gruyter Co., Berlin und Leipzig. 388 pag.
- LAVROV, V. S. 1963. Rezultaty elektrometricheskikh issledovaniy vliyaniya polezashchitnykh lesonasazhdenii na izmenenie rezhima temperatury i vlazhnosti vozdushnogo potoka u poverkhnosti zemli. (Results of electrometric investigations on the influence of shelter belts on the variation of air temperature and relative humidity near the ground). Sukhoveis and Drought Control. Akademiya Nauk SSSR. Translated from Russian. Pub. U.S. Dep. of Comm., Washington. p. 312-321.
- LETTAU, H. y DAVIDSON, B. 1957. *Exploring the atmosphere's First Mile*. Vol. 1 1-376. Instrumentation and data evaluation. Vol 2, 377-578. Site description and data evaluation. Ed. H. Lettau and B. Davidson. Pergamon Press. London; N. York; Paris; Los Angeles.
- LIST, R. J. Ed. 1958. *Smithsonian Meteorological Tables*. Smithsonian Inst. Washington, D. C. 527 págs.
- LUCERO, J. C. y CONCETTI, H. L. 1969. Calidad de las aguas del río Colorado (Prov. de Buenos Aires) utilizadas en regadío. *Rev. de Invest. Agropecuarias, INTA, Serie 3, Clima y Suelo* 6 (5).
- MARTONNE, E. de 1926. Une nouvelle fonction climatologique: l'indice d'aridité, *La Météorologie* 1926: 449-458.
- MC CULLOCH, J. S. G. 1965. Tables for the rapid computation of the Penman estimate of evaporation. *East Afr. Agric. For. Jour.* 30:286-295.
- MINTZ, Y. y DEAN, G. 1952. The observed mean field of motion of the atmosphere. *Geophysical Res. Air Force, Cambridge Center*. Pap. 17:37-42.

- PAPADAKIS, J. 1951. *Mapa ecológico de la República Argentina*. Ed. Minist. Agric. y Ganad. de la Nación, Buenos Aires. Texto I, 158 pág. Atlas II.
- PATERSON, S. A. 1956. *The forest area of the world and its potential productivity*. Royal Univ Göteborg, Dep. of Geograf. 216 s.u., 1 Chart Forest area of the World 1:30 Mill.
- PEARCE, R. 1956. Computation of the sea-breeze. *Quart. Jours Royal Met. Soc.* 82: 239.
- PROHASKA, F. J. 1952. Regímenes estacionales de precipitación de Sudamérica y mares vecinos (desde 15°S hasta Antártida) *Meteoros*, 2(1-2).
- SELIANINOV, G. T. 1957. Principi Agroklimaticheskogo Raionirovania SSSR. (Bases para la regionalización agroclimática de URSS). *Izvestia Akademii Nauk SSSR, Seria Geografiches kaya* 4197:101. págs.
- TERRUGGI, M. E. 1957. The nature and origin of the Argentine Loess. *Journal of Sedimentary Petrology* 27 (3): 322-332.
- THORNTON, C. W. 1931. The climates of North America according to a new classification. *The Geographical Review*, 1931: 633-655.
- 1948. An approach toward a rational classification of climate. *The Geographical Review*, 38 (1): 55-94, 13 fig., 4 tab.
- THORNTON, C. W. y MATHER, J. R. 1955. The water balance. *Publications in Climatology*, 8, N° 1. Drexel Institute of Technology, Centerton.
- VAN EIMERN, J.; KARSCHON, R. y RAZUMOVA, L. A. 1964. *Windbreaks and Shelterbelts*. Techn. N° 59, World Met. Org. Geneva, Switzerland. 188 págs.
- WEGENER, R. 1952. Carta personal al autor de este trabajo. Instituto Meteorológico de la Universidad de Graz, Steiermark, Austria.
- WEXLER, R. 1946. Theory and observations of land and sea breezes. *The Bull. Am. Met. Soc.* 27: 272-287.
- XROMOV, S. P. 1948. Osnovy sinopticheskoy meteorologii. (Tratado de meteorología sinóptica) *Gidrometeorologizdat*, Leningrad.
- PAPADAKIS, J. 1962. Avances recientes en el estudio hídrico de los climas. *Idia*, N° 175, 28 págs.