

R 1

REPUBLICA DE CHILE

CORPORACION DE FOMENTO DE LA PRODUCCION

**ESTUDIO PRELIMINAR
SOBRE LOS RECURSOS HIDRAULICOS
DEL VALLE DE COPIAPO**

Anexo

**Informes particulares
sobre los aspectos geológicos
hidráulicos y económico - sociales**

**ITALCONSULT
Roma, Julio de 1961**

CORPORACION de FOMENTO	
Depto. Recursos Hidráulicos	
Ofna. Archivo	Nº. 33

C797e

2002

Ex. 2 c. 1

REPUBLICA DE CHILE
CORPORACION DE FOMENTO DE LA PRODUCCION

ESTUDIO PRELIMINAR
SOBRE LOS RECURSOS HIDRAULICOS
DEL VALLE DE COPIAPO

Anexo

Informes particulares
sobre los aspectos geológicos
hidráulicos y económico-sociales

02002

ITALCONSULT
Roma, Julio de 1961

INDICE

	Pág.
PRIMERA PARTE - <u>LINEAMIENTOS DE GEOLOGIA</u>	1
ANTECEDENTES	2
1 LIMITES Y OROGRAFIA DE LA CUENCA	3
2 ESTRATIGRAFIA	7
2.1 <u>El Paleozoico</u>	9
2.2 <u>El Triásico</u>	10
2.3 <u>El Jurásico Inferior</u>	11
2.4 <u>El Cretáceo Inferior</u>	12
2.4.1 Formaciones del Grupo Chañarcillo	13
2.4.2 Formación Bandurrias	15
2.5 <u>El Cretáceo Superior</u>	16
2.5.1 Formación Cerrillos	17
2.5.2 Formación Hornitos	19
2.6 <u>El Mio-Plioceno</u>	21
2.6.1 Formación Altos de Pica	21
3 ROCAS INTRUSIVAS Y METAMORFICAS DE CONTACTO	22
3.1 <u>Filones lamprofíricos y diabásicos</u>	23
3.2 <u>Filón-estrato de pórfido andesítico</u>	23
3.3 <u>Intrusión sienítica de grano fino</u>	24
3.4 <u>Conjunto intrusivo del Batolito Andino</u>	24
3.5 <u>Intrusiones traquíticas y andesíticas</u>	25
3.6 <u>Intrusiones riolíticas</u>	26
3.7 <u>Rocas metamórficas de contacto</u>	26
4 DEPOSITOS ALUVIONALES	27
4.1 <u>Sedimentos de terrazas altas</u>	28
4.2 <u>Aluviones recientes</u>	29

	Pág.
5 DEPOSITOS EOLICOS	32
6 LA TECTONICA	35
7 HISTORIA GEOLOGICA DE LA REGION	38
8 AGUAS SUBTERRANEAS Y MORFOLOGIA DEL SUBSUELO	42
 SEGUNDA PARTE - <u>PRIMERAS INVESTIGACIONES HIDROLOGICAS</u>	 48
1 MORFOLOGIA Y OROGRAFIA DE LA CUENCA DEL COPIAPO	49
2 HIDROLOGIA	53
2.1 <u>Valle del Copiapó desde la confluencia con el Paipote hasta Las Juntas</u>	54
2.2 <u>Valle del Río Manflas</u>	55
2.3 <u>Valle del Río Pulido</u>	55
2.4 <u>Valle del Río Jorquera</u>	56
2.5 <u>Valle del Paipote</u>	58
2.6 <u>Valle del Copiapó, desde el Paipote al mar</u>	58
3 PLUVIOMETRIA	60
3.1 <u>Estación pluviométrica de Copiapó</u>	62
3.2 <u>Estación pluviométrica de Los Loros</u>	62
3.3 <u>Estación pluviométrica del Embalse Lautaro</u>	63
3.4 <u>Estación pluviométrica de la Laguna del Negro Francisco</u>	64
4 LAS DISPONIBILIDADES HIDRICAS DE LA CUENCA DEL COPIAPO	65

	Pág.
4.1 <u>Consideraciones generales</u>	66
4.2 <u>Flujos</u>	70
4.3 <u>Deflujos</u>	71
4.3.1 Río Manflas	71
4.3.2 Río Pulido	72
4.3.3 Río Jorquera	73
4.3.4 Estaciones limnimétricas en el Río Copiapó y en el Valle de las Juntas	74
5 CONCLUSIONES	77
CUADROS (1 - 1A - 1B - 1C - 2 - 2A - 3 - 3A - 3B - 4)	
DIAGRAMAS (1 - 2 - 2a - 3 - 4 - 5 - 6 - 7 - 8 - 9 - 10 - 10a - 10b - 10c - 10d - 10e - 11 - 11a - 12 - 12a - 13 - 13a)	
TERCERA PARTE - <u>DATOS Y ELEMENTOS SOCIO- ECONOMICOS</u>	81
1 POBLACION	82
1.1 <u>Distribución en el territorio</u>	83
2 ACTIVIDADES ECONOMICAS	86
2.1 <u>Minas</u>	87
3 AGRICULTURA	88
3.1 <u>Utilización del suelo</u>	89
3.2 <u>Extensión de la propiedad</u>	90
4 INFRAESTRUCTURAS	92
4.1 <u>Vialidades ordinarias</u>	93
4.2 <u>Ferrocarriles</u>	93
4.3 <u>Conexiones aéreas y marítimas</u>	93

	Pág.
4.4 <u>Electrificación</u>	94
4.5 <u>Abastecimiento de agua potable</u>	94
5 RIEGO	96
5.1 <u>Dislocación de las tierras de regadío</u>	97
5.2 <u>Ejercicio del riego</u>	98
5.3 <u>Sistematización de los terrenos</u>	99

PRIMERA PARTE

LINEAMIENTOS DE GEOLOGIA

ANTECEDENTES

La estadía de la Misión Italconsult en el Valle de Copiapó (de unos diez días en total), aunque suficiente para dar una idea general y de gran máxima de las condiciones y de los problemas agro-hidráulicos de la región, no hubiera permitido acercarse aunque aproximadamente a las cuestiones geológicas de la región, que son las que por fin condicionan y relacionan estos problemas, si no le hubiera sido posible disponer de algunos recientes y excelentes estudios y datos geológicos concernientes precisamente vastas zonas del Valle de Copiapó, publicados por el "Instituto de Investigaciones Geológicas" y seleccionados por los geólogos estadounidenses K. Segerstrom y R.L. Parker.

Estos estudios geológicos, en base a los cuales el benemérito Instituto de Investigaciones geológicas, de reciente constitución (1957), ha emprendido una serie de apreciables trabajos de detalle que miran al conocimiento geológico y minero de un país tan interesante, nos han sido de gran auxilio para comprender la compleja geología de la región y han representado una preciosa fuente de información que hemos abundantemente consultado para redactar esta breve síntesis geológica. También de gran utilidad ha resultado el clásico tratado "Fundamentos de la geología de Chile" de J. Brueggen que puede ser considerado, con razón, el maestro y padre de los geólogos chilenos.

Lejos de pretenderse originales, estas pocas páginas no quieren representarse sino una obra de recopilación en la cual nos hemos limitado a introducir algunas observaciones personales que hemos tenido oportunidad de hacer al recorrer la cuenca en todas las direcciones, por tierra y por avión, durante los pocos días de estadía en el lugar.

LIMITES Y OROGRAFIA DE LA CUENCA

La cuenca del Río Copiapó se extiende en la vertiente occidental de la Cordillera de los Andes, en la Provincia de Atacama, comprendida entre $26^{\circ}45'$ y $28^{\circ}40'$ aproximadamente de latitud sur y 69° y 71° de longitud oeste. Cubre una superficie de unos 14.000 Km^2 constituídos casi totalmente por montes áridos, desnudos y desérticos, surcados por una red espesa y caprichosa de surcos provocados por la erosión, que muy a menudo aparecen bajo forma de hondos y angustos barrancos.

Abarca la zona comprendida entre el Norte Chico y el Norte Grande y puede ser considerada como zona de paso y de transición al gran desierto de Atacama. En esta región no aparece en forma muy pronunciada la división orográfica que constituye el rasgo más característico de la morfología del Chile septentrional y central, es decir la subdivisión en Cordillera de los Andes, Valle Longitudinal o Central y Cordillera de la Costa; no existe en efecto un verdadero Valle longitudinal o Central; se trata solamente de algunas pequeñas depresiones separadas por fallas de ambas Cordilleras laterales. Una de estas depresiones, denominada "Travesía" conduce hacia el Río Copiapó proveniente de la parte sur de Vallenar.

Las numerosas cadenas de cerros que unen la Cordillera de la Costa con la de los Andes están separadas entre sí por una red espesa y caprichosamente distribuida de vallecitos; estos, al juntarse, forman los valles principales que confluyen en el Río Copiapó.

Muy de frecuente estos valles principales son más profundos que sus tributarios; por eso es fácil encontrar valles suspendidos terminados por saltos bruscos. Sedimentos aluvionales heterogéneos rellenan, hasta profundidades notables, los valles principales cuyo piso, bastante llano hasta el pie de los relieves que los flanquean, forman unos ángulos bien marcados con las vertientes generalmente muy inclinadas de los montes.

Algunos afluentes del Copiapó constituyen barrancos impresionantes, hondos y estrechos, casi inaccesibles: la Quebrada El Penon, a norte de Los Loros, y la de Majadillas presentan en su parte inferior una anchura de pocos metros y de sólo unas decenas de metros a 100 m. de altura. Otras fallas tienen una inclinación muy accentuada; Las Quebradas Salamanca y Buenos Aires, además de ser excepcionalmente angostas y hondas, tienen un declive que presenta 1500 metros de desnivel en menos de 8 Km. de

recorrido en línea horizontal.

Los afluentes del curso medio e inferior del Copiapó, es decir todos los que confluyen a La Junta, son por lo general casi siempre secos en superficie, excepto al verificarse alguna rara y breve tormenta. Conservan sin embargo una cierta circulación sub-álvea a veces bastante reducida, a veces bastante importante (p. ej. en el caso de la Quebrada Paipote). Se exceptúan la Quebrada Buenos Aires y la Quebrada Majadillas que tienen caudales superficiales continuos, de pequeño volumen, pero sólo allá donde faltan las aluviones y aflora la roca del material de partida.

Los afluentes del curso superior del Copiapó que confluyen aguas arriba de La Junta, tienen en cambio caudales continuos bastante notables. Sin embargo el caudal superficial desaparece completamente o parcialmente al aproximarse a zonas rellenas de aluviones.

El Río Copiapó tiene por el contrario un caudal bastante importante (aunque insuficiente para sus exigencias) que convierte el Valle de Copiapó, hasta unos 30 Km. de su desembocadura, en una fértil oasis contrastante con el terreno árido y desnudo que lo flanquea.

Volviendo al examen orográfico, podemos observar que en esta región, la costa principia a presentar las formas características para el Norte de Chile, es decir una terraza de unos 100 metros de altura, por lo general muy estrecha y que sólo excepcionalmente alcanza una anchura de unas decenas de Km.

La Cordillera de la Costa forma un terreno ondulado que empieza a los 4-500 metros de altura subiendo gradualmente hacia el este. Se pasa tan paulatinamente de la Cordillera de la Costa a la de los Andes que resulta muy difícil poner ambas orografías dentro de un marco determinado y eso por falta sobre todo de un verdadero Valle Longitudinal; sin embargo, en correspondencia con la honda y larga hendidura de Jorquera que se prolonga rumbo NE hasta el Figueroa y más allá hasta el Portezuelo Chinchés en la Quebrada Platon, un escalón más alto y una línea de dislocación tectónica indican el principio de la Cordillera de los Andes.

En las cadenas y en los cerros que corren paralelamente a la costa comienzan en aparecer en algunos puntos unos cordones transversales que se extienden desde las cordilleras altas hasta el

mar; son más bien fajas residuas de la antigua peniplanicie, recordadas por la erosión de los valles transversales.

En esta región empiezan a descubrirse extendidas planicies aluvionales que constituyen la transición a las grandes cuencas rellenas de escombros que se encuentran en la zona desértica del Norte conocido bajo el nombre de "Bolsones".

En la parte interior del territorio, empieza además a aparecer otro de los más característicos elementos morfológicos del "Norte Grande", representado por la antiplanicie de la Puna de Atacama que tiene una altura media de 4.000 metros y continúa como antiplanicie boliviana. Su subsuelo consiste especialmente en rocas volcánicas del Terciario y del Cuaternario con un espesor de varios cientos de metros que esconden en todos sitios las rocas fundamentales de la Cordillera de los Andes; alrededor se elevan los innumerables e imponentes volcanes que han obstruido y cerrado vastas zonas, convirtiéndolas así en grandes cuencas endoréicas denominadas "Salares" o "Lagunas"; en éstas, las aguas que caen de las cumbres más altas de los Andes estancan formando pantanos salobres o evaporan completamente dejando espesas y extendidas capas de sal cuya blancura cándida resalta sobre el color obscuro de los escombros volcánicos. A esta categoría pertenecen el Salar de Maricunga y la Laguna del Negro Francisco que se extienden a este de la cuenca de Copiapó hasta la vertiente andina, en los límites con Argentina, y que recogen las enormes cantidades de agua que cae de las cadenas montañosas de 5 a 6.000 metros de altura y más, substrayéndolas a la cuenca de Copiapó.

ESTRATIGRAFIA

El levantamiento geológico detallado de la región que los geólogos del Instituto de Investigaciones Geológicas están efectuando sobre la base topográfica de 50.000, abarca hasta ahora una faja de unos 25 Km. de ancho que corta la cuenca desde norte hasta sur, entre 70° y $70^{\circ} 15'$ de longitud oeste; aunque la superficie de esta faja no represente más que un 15% de la superficie total de la cuenca y aunque gran parte de la cuenca alta que incluye la Cordillera de los Andes sea aún casi desconocida geológicamente, podemos ya trazar un cuadro general bastante exacto de la geología de esta región que nos permita reconstruir detalladamente su paleo-geografía y la sucesión de los acontecimientos geológicos que han conducido a su estructura actual.

En el territorio de la cuenca de Copiapó afloran con la misma abundancia rocas metamórficas de esquistos cristalinos, rocas sedimentarias marinas y continentales, rocas volcánicas de lava y piroclásticas, rocas riolíticas e intrusivas, estas últimas amantadas a veces por rocas metamórficas de contacto. Esta región pertenece a un distrito minero de los más ricos del país especialmente con respecto a los yacimientos de cobre. Estas rocas de diversísima naturaleza deben su formación a largísimos períodos geológicos, que se extienden prácticamente desde el Paleozoico hasta el Cuaternario, por una sucesión de ciclos sedimentarios interrumpidos e intercalados con períodos más o menos largos de emersión y con una serie de tensiones orogenéticas que se han prolongado durante millones de años, pasando por fases de paroxismo y de estancamiento. Las tensiones orogenéticas han provocado el corrugamiento y el plegamiento de las formaciones rocosas ya existentes. En otros lugares forman terrones más o menos vastos dislocados vertical o horizontalmente, sobrepuestos o sobre-corridos unos con respecto a otros. Por otra parte fenómenos macizos de solevantamiento epirogenético y de sucesivo hundimiento han determinado a veces bruscas variaciones de las sedimentaciones, provocando modificaciones laterales de los facies y caprichosos adentellamientos y a veces un intenso y rápido desmantelamiento por erosión de los terrenos solevantados cuyos escombros se insertan o se intercalan en las series sedimentarias acumuladas simultáneamente en las cuencas contiguas. Si a lo que antecede se le añade una actividad volcánica a veces poderosa cuyos productos piroclásticos o de lava se han introducido en las series sedimentarias, y la intrusión de masas plutónicas y riolí-

ticas a veces imponentes acompañada por difusos y vistosos fenómenos de metamorfismo de contacto, tendremos una idea de la complejidad de las series paleo-geográficas y de las dificultades que se encuentran para reconstruir la historia geológica de esta región.

En las páginas siguientes, trataremos de resumir brevemente las diversas formaciones que se sucedieron, describiendo somariamente las características litológicas más salientes e ilustrando las relaciones que existen entre la situación de cada una de ellas. Por lo que se refiere a algunas antiguas formaciones y a algunas zonas aún inexploradas, nuestros conocimientos son fragmentarios e incompletos. Sin embargo el cuadro general resulta satisfactorio y responde plenamente a lo que nos proponemos.

2.1 El Paleozoico

Es todavía poco conocido no sólo en esta región sino también en el país entero. Sin embargo en la cuenca de Copiapó es poco difuso. Su presencia se limita a unos trechos pequeños denudados por efecto de la erosión debajo del potentísimo manto de formación más reciente, en los puntos donde resulta menos espeso, es decir al este y al oeste del geosinclinal andino.

Se encuentra un pequeño trecho paleozoico de esquistos cristalinos a metamorfismo bajo cerca del límite occidental de la cuenca, hacia la costa, casi a sur de Monte Amargo, en los bajos relieves llamados Cerros Campanitas, Crucesita y Totoralillo. Estas formaciones son amantadas por todas partes por masas intrusivas granodioríticas pertenecientes al Batolito Andino de edad mesozoica.

En la localidad La Junta, en el curso superior del Río Copiapó, en la confluencia del Río Jorquera con el Río Pulido se halla un afloramiento de formación granítica, profundamente alterada, del Paleozoico medio superior. Aunque de extensión muy reducida, su importancia bajo el aspecto estratigráfico no deja de ser notable porque marca la base de las series mesozóicas sucesivas, visible sólo en este punto.

Otro afloramiento de origen incierto, atribuido al Paleozoico, se encuentra en la Quebrada Paipote, casi en el punto donde la zona La Puerta atraviesa la Quebrada San Andrés, al norte

de la cuenca. Parece constituir el Cerro Descubridora, el Cerro Carmen, el Portezuelo Carrera Pinto y el Cerro Fraga. Sigue extendiéndose más a norte, más allá de los confines de la cuenca, hacia el Llano de Varas y el Cerro Banderita.

Por fin una masa intrusiva de rocas graníticas paleozoicas parece extenderse en la zona de las cordilleras altas, grueso plutón adentellado y alargado rumbo SSW-NNE, en parte cubierto y ocultado por sedimentos triásicos, entre Río Plaza y Río del Medio, en los Cerros Chico de Caserones, Bayo, Piquito y Lagunita.

2.2 El Triásico

La obscuridad que cubre las relaciones paleo-geográficas del Paleozoico chileno empieza a aclararse en el Triásico superior, cuyos sedimentos fosilíferos tienen gran propagación, siendo en parte continentales y en parte marinos.

En la región de Copiapó el Triásico se presenta en trechos bastante limitados que pertenecen empero a los afloramientos mejor conocidos del período y que han sido fundamentales para el estudio del Triásico en otras regiones del país.

La formación triásica más conocida es la de La Ternera; toma su nombre del Cerro de La Ternera que se levanta a la izquierda de la Quebrada de Paipote a sur de La Puerta cerca de su confluencia con la Quebrada San Andrés. Los mantos réticos (Triásico Superior) tienen un espesor de más de 350 metros; los primeros 150 metros llevan principalmente en su parte inferior esquistos arcillosos con intercalaciones de bancos de areniscas y conglomerados; los 200 metros sucesivos consisten en areniscas y conglomerados con rodados de pórfido cuarçífero. Estas formaciones han sido atribuídas al Triásico basándose más que nada sobre la falta completa de las porfiritas características del Jura. Estas últimas aparecen inmediatamente encima de los mantos réticos, sin que se pueda observar alguna disconformidad y por lo tanto en continuidad paleo-geográfica, y marcan el principio de las series triásicas, denominadas formación "Lautaro" contenente en su parte superior calcáreos ricamente fosilíferos.

Otros afloramientos de formación triásica aparecen en las Cordilleras altas alrededor de la intrusión granítica paleozoica arriba mencionada. No se conocen todavía sus características litológicas ni sus límites de afloramiento.

2.3 El Jurásico Inferior

En la localidad La Junta, de la cual hemos hablado ya, sobre la superficie de erosión de un afloramiento granítico profundamente alterado del Paleozoico Medio-Superior aparece la más antigua base de la formación mesozoica existente en la región.

Esta formación, denominada "Lautaro", que surge a lo largo del Río Copiapó precisamente en el punto donde se halla una presa, es constituida por sedimentos marinos compuestos de areniscas calcáreas y de rocas volcánicas.

Principia en la parte inferior con un conglomerado de rodados bien redondos, de procedencia ignea intrusiva y sigue hacia la parte superior, hasta 1.200 metros de espesor, alternando lava, brechas y tobas volcánicas con intercalaciones de areniscas calcáreas, conglomerados y calcáreos. Sigue esta formación volcánica otra de 1.400 metros constituida por rocas calcáreas llevando areniscas calcáreas fosilíferas y calcáreos, conglomerados y margas con intercalaciones de rocas volcánicas de algunas decenas de metros de espesor. Los últimos 400 metros son constituidos principalmente por rocas volcánicas. Por consiguiente, esta formación consta, en los niveles inferiores, especialmente de rocas volcánicas (aunque frecuentemente alternadas hacia la base por rocas calcáreas); luego predominan las formaciones calcáreas y por fin en la parte más alta, vuelven a encontrarse rocas volcánicas. La edad jurásica inferior (Lías) de esta formación la demuestran los abundantes y característicos fósiles existentes en los estratos calcáreos.

En proximidad de la presa de Lautaro, el espesor de la formación es de unos 3.000 metros y los diversos mantos se repiten por efecto de los plegamientos y de los hundimientos. Contrastando con su espesor relativamente modesto, la extensión de la formación es enorme; constituye una faja de 200 Km. de largo con dirección SW, hasta Tres Cruces al sur

de Rivadavia (en la provincia de Coquimbo) y de unos cientos kilómetros con dirección NNE en la provincia de Antofagasta. Sin embargo esta faja no presenta únicamente afloramientos continuos de la formación; en algunos puntos la atraviesan y la intrusan acumulaciones riolíticas o cúpulas y apofisis del Batolito Andino, en otros queda ocultada por rocas volcánicas más recientes. En otros puntos todavía la erosión ha sido tan profunda que descubre trechos del material paleozoico.

En la cuenca de Copiapó, la formación Lautaro aflora en el curso superior del Río Copiapó, desde Goyo Díaz hasta la presa de Lautaro y La Junta; además esta formación se extiende casi sin interrupción bajo forma de una faja ancha, con intrusiones más o menos importantes de Batolito Andino, a lo largo del Río Jorquera, del Río Figueroa y del Río Pulido hacia NE, y del Río Manflas y del Río Montosa hacia sur. Afloramientos vuelven por lo tanto a aparecer en el curso superior de la Quebrada Paipote desde su confluencia con la Quebrada del Salto hasta el Portezuelo de Maricunga, y aún en la Quebrada San Andrés, desde Saltos hasta Portezuelo del Toro y en casi toda la Quebrada San Miguel.

2.4 El Cretaceo Inferior

La formación "Lautaro" (Jurásico Inferior = Lías) resulta cortado en su parte superior por una superficie de erosión que indica el largo período de emersión al cual ha sido sometida; sobre esta superficie aparecen, claramente disconformes, sedimentos marinos de la edad cretácea inferior (Neocomiano).

La formación cretácea inferior (Neocomiano) ha sido constituida por espesas y varias intercalaciones de rocas estratificadas pertenecientes a un largo ciclo de sedimentación marina y agrupadas en una serie denominada "Grupo Chañarillo".

Las formaciones de la serie neocomiana marina pertenecientes al Grupo Chanarcillo pasan lateralmente y en parte se adentellan por variaciones laterales de facies en otra formación también de edad neocomiana pero de origen principalmente continental, conocida bajo el nombre de "Bandurrias".

2.4.1 Formaciones del Grupo Chanarcillo

La serie cretácea inferior del Grupo Chanarcillo comprende diversos tipos de roca que se suceden estratigráficamente de modo perfecto y concordante y que sin embargo han sido subdivididas en cuatro formaciones según sus características peculiares; toman el nombre de: Abundancia, Nantoco, Totoralillo, Pabellón.

- a) Formación Abundancia: Representa la parte más baja de la serie marina neocomiana del grupo Chanarcillo. Aparece formada por una sucesión de mantos calcáreos compactos de color gris, areniscas gris-verde, sílex, calcáreos, conglomerados y calcáreos, luego calcáreos fosilíferos con ligeras intercalaciones de arenisca fina, y por fin arenisca fosilífera con ligeras intercalaciones de calcáreos gris claro.

Los afloramientos mejor expuestos de esta formación se encuentran en la Quebrada Meléndez (que corta una serie incluyendo estratos por más de 200 metros) en la Quebrada Jilguero, en el Río Copiapó cerca de Paipote y en las proximidades de la mina Teresita (Quebrada Paipote). Esta formación resulta cubierta en conformidad por la formación sucesiva Nantoco y de lado se adentella parcialmente a la formación Bandurrias de facie continental, la cual pertenece sin embargo casi por entero a una edad más reciente.

- b) Formación Nantoco: Domina en conformidad la formación Abundancia; toma su nombre del pueblo Nantoco, a lo largo del Río Copiapó donde resulta particularmente bien expuesta. En la Quebrada Meléndez el espesor de afloramiento es de unos 900 metros.

Aquí se alternan repetidamente calcáreos grises en mantos de espesor medio, margas, a veces tobas y sílex, calcáreos con concreciones limoníticas, unos filones-estratos de lamprófiro, calcáreos finamente estratificados pequeños mantos alternados de calcáreos y de margas grisáceas a veces fétidas y con marcado olor de hidrógeno sulfurado, calcáreos de yeso.

- c) Formación Totoralillo: En conformidad con las precedentes, su espesor es bastante limitado respecto a las otras. Pero es tal la abundancia de fósiles que contiene que es considerada como horizonte-guía. Consta principalmente de margas calcáreas de color gris variable, con unas intercalaciones de calcáreo gris oscuro y rojizo. Es una formación bastante blanda fácilmente sujeta a erosión; aflora en el Río Copiapó, en las proximidades del pueblo Totoralillo que le da su nombre.
- d) Formación Pabellón: Toma su nombre del pueblo homónimo; aflora en la cercanía del Río Copiapó. Se sobrepone en conformidad a la formación Totoralillo; forma una faja estrecha, paralela a esta última que cruza la región con rumbo SSW-NNE desde la Quebrada de los Condores hasta la Quebrada Cerrillos. Atraviesa luego el Copiapó en la zona de Pabellón, dirigiéndose hacia Chañarcillo, fuera de la cuenca. Presenta en su conjunto un movimiento lenticular que termina en cuña a norte de la Quebrada de los Condores, mientras que hacia SSW su espesor aumenta considerablemente hasta alcanzar más de 700 metros en la zona de la Quebrada Cerrillos.

Aparece constituida por calcareos alternados con margas calcáreas gris claro, sílex negro, calcáreos con ligeras intercalaciones de marga, algunos estratos de arenisca, estratos de conglomerados y brechas, calcáreos con fajitas de sílex, otros estratos de calcáreos alternados con arenisca y por fin, una gran intrusión andesítica bajo forma de un potente filon-estrato (en el lado norte de la Quebrada Cerrillo alcanza un espesor de más de 400 metros) que se extiende por kilómetros y kilómetros paralelamente a los estratos sedimentarios. En algunas zonas la formación termina hacia arriba, encima del filon-estrato, por algunos cientos de metros de calcáreos intercalados con arenisca, conglomerados y otros filones-estratos de unas decenas de metros de espesor.

Esta formación que termina la serie del Grupo Chañarcillo, puede tal vez representar ya la edad del Barremiano (plan del Cretáceo Inferior inmediatamente sucesivo al Neocomiano).

El conjunto de las formaciones del Cretáceo Inferior (Neocomiano y quizás parte del Barremiano) pertenecientes al Grupo Chañarcillo, ocupa una faja casi continua (interrumpida sólo en algunos puntos por las aluviones que rellenan los álveos de las quebradas que la cortan) cuya anchura pasa los 10 Km y que se extiende con rumbo SSW-NNE en la parte central de la cuenca, desde el Cerro Chañarcillo cruzando el Río Copiapó, hasta más allá de la Quebrada Paipote. El último afloramiento se encuentra, aislado, en el lado derecho de la Quebrada Paipote donde forma el pequeño cerro de la Mina Teresita (perteneciente a la formación Abundancia).

2.4.2 Formación Bandurrias

Desde Cerros de Ladrillos, a sur de la Quebrada Paipote, las formaciones marinas neocomianas del Grupo Chañarcillo, Pabellón, Totoralillo, Nantoco y en parte los niveles superiores de la formación Abundancia se convierten lateralmente con variaciones de facies escalonadas y adentelladas, en una formación en parte marina pero en su mayoría marcadamente continental llamada "Bandurrias".

En su parte inferior, esta formación lleva sedimentos clásticos alternados con brechas tobosas, areniscas, conglomerados y lavas, con intercalaciones de mantos que recuerdan acontecimientos de sedimentación marina. Más arriba aparecen gradualmente sedimentos marcadamente continentales entre los cuales prevale una arenisca roja, a veces entrecruzada con otros mantos con intercalación de conglomerados, lavas, brechas y arcillitas.

Esta formación va extendiéndose gradualmente desde Cerros de Ladrillos hacia NNE, substituyendo progresivamente las formaciones marinas del Grupo Chañarcillo. Por lo tanto puede considerarse parcialmente eterópica de estas últimas; en efecto, mientras que los estratos inferiores demuestran la misma edad que las superiores de la formación Abundancia, los estratos más altos resultan de la misma edad o más recientes que la formación Pabellón donde terminan en conformidad estratigráfica. La edad de la formación Bandurrias puede clasificarse entre el Neocomiano y el Aptiano-Albiano; es decir que pertenece aún al Cretáceo Inferior.

En su parte superior, una disconformidad la divide de la formación sucesiva llamada "Cerrillos" perteneciente al Cretáceo superior.

Muy frecuentes son los afloramientos de la formación Bandurrias, en la cuenca de Copiapó, en dirección NNE y pertenecientes al grupo Chañarcillo (y en parte entremezclados con él) desde Cerro Ladrillos hasta los relieves que se levantan a la derecha de la Quebrada Paipote, con dirección aguas arriba de la Mina Teresita. Se despliega luego en una faja discontinua, siempre en dirección NNE hacia los relieves que se levantan aisladamente entre las aluviones del Llano de Llampos (Cerro Juan Godoy, Cerro Rayos de Oro) y más allá, hacia norte, en el Cerro Medanos, al límite norte de la cuenca, en los lindantes con el Llano Piedra de Fuego.

La transición de los sedimentos marinos a los sedimentos marcadamente continentales indica que ya hacia el fin del Cretáceo Inferior, a una fase de transgresión y de consecuente sedimentación marina, sucedió localmente una regresión que va extendiéndose gradualmente con el sollevamiento progresivo de la región, debido al comienzo de la orogénesis andina. Sobre las tierras que van surgiendo del mar la erosión obra con intensidad, llevando consigo la acumulación de espesos sedimentos continentales pertenecientes a la formación "Cerrillos".

2.5 El Cretáceo Superior

La acumulación de los sedimentos continentales, que principió durante el Cretáceo inferior a consecuencia de la orogénesis andina, sigue difundiéndose por toda la región durante el cretáceo superior. A ello débese la formación de importantes depósitos continentales, alternados con sedimentos clásticos diversamente granulados, con frecuentes y espesas intercalaciones de lavas y materiales piroclásticos, debidos a la imponente actividad volcánica que va desarrollándose a partir del Cretáceo.

Los depósitos continentales del Cretáceo Superior se dividen en dos formaciones llamadas "Cerrillos" y "Hornitos" clasificadas por orden menguante de edad. Se distinguen entre sí por una neta disconformidad angular, y por la

divergencia de sus formaciones inmediatamente antecedentes (Grupo Chañarcillo y formación Bandurrias del Cretáceo Inferior) y de sus formaciones más antiguas (formación Lautaro del Jurásico Inferior).

No se conoce con precisión la edad de estas formaciones; nos parece sin embargo suficientemente justificada su atribución al Cretáceo Superior, basada sobre relaciones estratigráficas y litológicas con otras formaciones de edad bien determinada.

2.5.1 Formación Cerrillos

Es la más antigua de las formaciones continentales del Cretáceo Inferior; yace en disconformidad tanto respecto a la formación continental "Bandurrias" del Cretáceo Inferior inmediatamente antecedente, como a la formación marina neocomiana "Pabellón" (del Grupo Chañarcillo) y al grueso filon-estrato intrusivo andesítico, como también a la formación Lautaro del Jurásico Inferior.

El origen continental de los sedimentos que la componen aparece no sólo por la naturaleza de los depósitos sino también por huellas de gotas de lluvia, "ripple marks" y grietas de secamiento que se encuentran a menudo en los mantos de grano fino.

La falta de fósiles no permite conocer con precisión su edad, sin embargo su ubicación estratigráfica y su conexión litológica con otras formaciones conocidas permiten de atribuir la formación Cerrillos a los niveles inferiores del Cretáceo Superior.

Es constituida esencialmente por rocas clásticas y volcánicas, con prevalencia de areniscas y conglomerados en sus mantos inferiores y de rocas volcánicas en sus mantos superiores. Estas características suficientemente acentuadas y el enorme espesor que tiene en algunos puntos (hasta más de 4.500 m.) permiten subdividirla en dos miembros: el miembro inferior, llamado también "Checo de Cobre" y el miembro superior.

a) El miembro inferior o "Checo de Cobre" es constituido por un espeso cúmulo (más de 2.000 metros) de conglo-

merados gris-verde o gris-rojizo, bien estratificados, llevando rodados de diámetros bastante grande, con intercalaciones de areniscas y conglomerados tobosos, que van substituyéndose en la parte alta con margas calcáreas y calcáreos con intercalaciones de areniscas y margas. En la zona Quebrada Paipote, los mantos inferiores enseñan coladas de lava pertenecientes al tipo andesítico. Es evidente la presencia de una colada considerable con una fractura a forma de columna. Aflora en proximidad de Chulo; mientras que hacia la zona de Los Loros se pasa eteropicamente a estratos de arenisca y arcilla con intercalaciones de conglomerados. Los estratos de conglomerados que constituyen la masa más considerable del miembro inferior son formadas casi por entero por materiales de origen volcánica, con bloques que alcanzan a veces diámetros de más de 1 m. Los rodados tienen unas dimensiones muy eterogéneas y son ligados entre sí por un cemento de arenisca y toba. En algunas intercalaciones a grano más fino se observan huellas de "ripple marks" y grietas de secamiento que confirman el origen continental de la sedimentación. En los estratos calcáreos y margosos más altos han sido descubiertos escombros fósiles y huellas que denotan acontecimientos de sedimentación lacustre.

- b) El miembro superior, puesto en conformidad con la parte superior del miembro inferior, es constituído por brechas volcánicas mal estratificadas y coladas de lava con intercalaciones de toba, areniscas y conglomerados. El espesor es muy variable; oscilla entre 350 y más de 2.000 metros. Las tobas y las brechas predominan en las coladas de lava; estas últimas, principalmente de tipo andesítico, tienen un espesor de 5 a 20 metros; las tobas y brechas son generalmente más espesas; pueden tener hasta 60 metros de espesor. Entre la Quebrada Paipote y la Quebrada San Miguel este miembro presenta una variación lateral de facies y lleva areniscas tobosas rojizas bien estratificadas, arcillas con concreciones calcáreas y calcáreos lacustres en ligeros estratos.

La formación Cerrillos presenta en su conjunto un espesor muy variable, con movimiento lenticular. Principia con un espesor de 4.500 m. en la zona de la Quebrada Cerrillos (de la cual toma origen su nombre por ser aquí muy bien expuesta, con estratos cortados ortogonalmente), y luego va menguando hasta cero en la zona de Lor Loros, pocos kilómetros a sur, mientras que a norte, hasta la Quebrada Paipote, va reduciéndose gradualmente hasta alrededor de 2.500 m.

Esta formación aparece bajo forma de amplios e irregulares afloramientos interrumpidos tanto por las intrusiones del Batolito Andino como por fajas y trechos de la formación Hornitos, más reciente. Constituye sin embargo una faja de afloramientos de varios Km. de ancho que se extiende con dirección SSW-NNE a través de la parte central de la cuenca. Entre los relieves más importantes, constituídos por rocas pertenecientes a esta formación, tenemos que recordar los que flanquean la Quebrada Dichosa, la Sierra Carmen situada entre la Quebrada Majadillas y el Río Copiapó; el Cerro Calquis, el Cerro Carrizalillo, gran parte de los relieves que flanquean la Quebrada Barrancas Blancas, y una faja casi continua con dirección SSW-NNE que atraviesa la Quebrada Sacramento, el Río Copiapó (en el recorrido Pabellón-Elisa de Bordo), la Quebrada Salamanca, las Quebradas San Marcos, Cortadera, Cerrillos, de Los Condores, Cinchado y Paipote y van disminuyendo gradualmente hasta el Portezuelo del Inca, colindando con la cuenca.

2.5.2 Formación Hornitos

Esta formación debe su nombre a la Hacienda Hornitos ubicada en el Valle del Río Copiapó de donde se puede observar su típica sección marcadamente continental de más de 2.300 m. de espesor. Se sobrepone en disconformidad angular a la formación Cerrillos y, en algunos puntos, en disconformidad directa a la formación liásica Lautaro. A veces, su disconformidad respecto a la formación Cerrillos no resulta muy evidente, mientras que en otros casos, los estratos horizontales de la formación Hornitos yacen sobre los estratos verticales de la formación Cerrillos (p.

ej. el la Quebrada Paipote).

La primera se distingue de la segunda y de todas las otras formaciones continentales de la región por la presencia de coladas de cenizas fuertemente consolidadas, compactas y muy resistentes a la erosión, con movimiento lenticular y un espesor que puede llegar hasta 40-50 m., de color claro característico, intercaladas con rocas prevalentemente clásticas de origen volcánico, representadas por conglomerados y areniscas tobosas. Aparecen también calcáreos lacustres, margas y lentes de yeso, con coladas de lava de origen andesítico, de grano fino y estructura porfírica, de color generalmente obscuro. Los niveles de rocas sedimentarias de grano fino y bien estratificadas que se encuentran en algunos puntos de la formación, intercaladas con estratos de yeso, concreciones calcáreas y silex, constituyen probablemente acontecimientos de sedimentación lacustre. Esta formación presenta además innumerables y bruscas variaciones litológicas laterales.

Al juzgar por su posición de disconformidad respecto a la formación Cerrillos y por las intrusiones de apofisis del Batolito Andino (que según unas recientes investigaciones radiométricas, resultarían pertenecientes a la edad cretácea superior) es probable que la formación Hornitos corresponda a una de las últimas épocas del Cretáceo Superior.

Alcanza y sobrepasa 2.000 metros de espesor. Presenta como la formación Cerrillos, unos afloramientos fragmentarios e irregulares, debidos sobre todo a las intrusiones más o menos extendidas del Batolito Andino y a los afloramientos de la formación inferior (Cerrillos) desnudada por la erosión. En su conjunto aparece formada por una serie de afloramientos dispuestos en una faja con dirección SSW-NNE que atraviesa la parte central de la cuenca. Asimismo aflora en los relieves que flanquean el curso superior de la Quebrada Majadillas, en los que se agrupan alrededor del Cerro Polvareda y del Cerro Yervas Buenas, en los Cerros Altar de Cobre y De Las Canas, en el Copiapó en proximidad de la Hacienda Hornitos, en el grueso macizo del Cerro Buenos Aires, en el Cerro Checo de Plata, en el Cerro Cinchado Sur y en los relieves que desde Agua Dain y San Antonio y Mirador descienden hacia la Quebrada San Miguel.

2.6 El Mio-Plioceno

2.6.1 Formación Altos de Pica

En la parte alta de la cuenca de Copiapó, en la dorsal que separa la Quebrada Majadillas de la Quebrada Dicho y un poco más a norte, más allá del Río Copiapó en la cumbre del Cerro Santa Cruz, del Cerro Lomas Bayas y de otros pequeños relieves cercanos, siempre a alturas superiores a los 2.000 metros, se encuentra una formación esencialmente volcánica, en disconformidad con la formación Hornitos y en parte también con la formación Cerrillos, compuesta de brechas, tobas y lavas de naturaleza prevalentemente riolítica que presentan muchas veces una estructura de fluido muy marcada.

Esta formación, anteriormente conocida con el nombre de "formación Liparítica" y ahora con el de "Altos de Pica" se encuentra en grandes cantidades y en superficies muy vastas al norte de Chile, en las provincias de Antofagasta y Tarapacá, y también al Sur de la cuenca de Copiapó donde se halla en espesores de hasta 1.000 metros, mientras que en los afloramientos antedichos se encuentran espesores no superiores a los 250 metros. Esto lleva a la conclusión que los afloramientos visibles en la cuenca de Copiapó no son otra cosa que pequeños trechos resíduos de una formación que era muy abundante en el pasado pero que ahora ha sido en gran parte destruída por la erosión. Sin embargo, en la parte alta de la faja montañosa de la cuenca de Copiapó y en la zona de altiplanos de las cuencas endoréicas cercanas de la Laguna del Negro Francisco y del Salar de Maricunga se encuentran afloramientos de mantos muy vastos y profundos de rocas volcánicas que constituyen la mayor parte de los afloramientos de rocas de la región: estas formaciones volcánicas de la parte alta de la Cordillera no se han estudiado ni analizado todavía pero es muy probable que pertenezcan en gran parte a la misma formación Altos de Pica.

La edad atribuída a esta formación varia del Miocene al Pliocene y hasta al Pleistocene y esto porque los diferentes autores no han llegado todavía a un acuerdo en definir y fijar sus límites: por lo general a esta formación se le atribuye una edad genérica mio-pliocénica.

ROCAS INTRUSIVAS Y METAMORFICAS DE CONTACTO

Todas las formaciones descritas anteriormente contienen grandes cantidades de intrusiones bajo forma de notables masas y apófisis como también bajo forma de vetas, filones y filones-estratos, más o menos espesos y extendidos.

Estas intrusiones son de edad y tipo diferentes: algunas pertenecen a una sola formación sedimentaria, otras a más de una, y otras aún pertenecen sea a formaciones sedimentarias, sea a formaciones intrusivas de edad más antigua. Sería difícil enumerar y ordenar todos estos tipos de rocas intrusivas, nos limitaremos por lo tanto a mencionar las más características por su específica posición estratigráfica y las que constituyen masas tan grandes y estendida que llegan a tener una importancia fundamental en la constitución geológica de la región.

3.1 Filones lamprofíricos y diabásicos

La formación Lautaro (Jurásico Inferior) es atravesada por frecuentes filones lamprofíricos y diabásicos que muchas veces adquieren una profundidad y extensión considerable. Estos filones son muy característicos porque se encuentran exclusivamente en la formación Lautaro y no en las más recientes, de lo que se deduce que su edad es casi ciertamente pre-neocomiana (o sea anterior al Cretáceo inferior).

3.2 Filon-estrato de pórfido andesítico

La formación Pabellón de la edad neocomiana (Cretáceo Inferior), que pertenece a la serie marina del grupo Chañarillo, presenta en los estratos calcáreos superiores una gran intrusión de un pórfido andino de grano grueso, bajo forma de filon-estrato. Esta intrusión, que llega a superar los 400 metros de espesor se extiende paralelo a los estratos calcáreos por más de 35 Km. en dirección SSW-NNE de la región de Chañarillo (excluida la cuenca de Copiapó) hasta la Quebrada Cinchado. Se reconoce también desde lejos porque es mucho menos resistente a la acción erosiva de los agentes atmosféricos que los calcáreos en los que se ha insertado.

La disconformidad que en la base de la formación Cerrillos (Checo de Cobre) corta los estratos de la formación Pabellón interrumpe también este filon-estrato: esta disconformidad determina por lo tanto la edad de las intrusiones que es probablemente post-neocomiana y anterior a la formación Cerrillos y por lo tanto a la Cretácea medio-inferior.

3.3 Intrusión sienítica de grano fino

En la formación Cerrillos, entre el Cerro Morales y la Quebrada Marcos, se halla el contacto intrusivo de un gran macizo de una roca sienítica de grano fino, que parece ser a su vez recubierta con contacto sedimentario por la formación Hornitos. Su edad debería por lo tanto oscilar entre la edad de la formación Cerrillos y la de la formación Hornitos, es decir la Cretácea medio-superior.

3.4 Conjunto intrusivo del Batolito Andino

En toda la cuenca del Copiapó afloran numerosos y a menudo imponentes macizos intrusivos, que constituyen un conjunto de naturaleza muy variada; la masa principal es representada por una granodiorita, mas a ésta son asociados otros tipos de roca, desde los granitos a las sienitas y a las cuarzomonzonitas, y hasta hay gabros y leucogabros; además, estas plutonitas son acompañadas por un cordón de rocas porfiríticas en las que a los pórfidos granodioríticos se unen los pórfidos sieníticos y andesíticos; para terminar, no faltan las rocas pegmatíticas.

Este conjunto de rocas intrusivas es considerado como haciendo parte del gran "Batolito Andino", que se extiende en macizos imponentes a lo largo de casi todo el Chile. Estas intrusiones son por lo tanto cúpulas y apófisis del gran Batolito, cuya edad sigue todavía siendo objeto de vivas controversias: según las opiniones más recientes, la intrusión de este Batolito se ha producido con proceso lentísimo, en un período de algunos millones de años, pasando por tres fases sucesivas que corresponden a las fases de la orogénesis andina, que ocurrió desde el principio del Cretáceo superior hasta el Eocene superior. De las comparaciones relativas con las otras formaciones aflorantes en la región de

la cuenca del Copiapó, se puede ver que el conjunto de rocas pertenecientes al Batolito Andino es más moderno que la formación Hornitos (Cretáceo superior), que es la más reciente de las formaciones en que ha hecho intrusión, y es anterior a la formación miopliocénica Altos de Pica. Estas edades han sido ulteriormente controladas por recientes mediciones radiométricas, llevadas a cabo sobre una muestra de granodiorita intrusa en la formación Hornitos; dichas mediciones han relevado una edad de aproximadamente 105 millones de años, es decir Cretácea Superior.

Las formaciones que pertenecen al conjunto de intrusión del Batolito Andino afloran en varios macizos esparcidos por doquiera en la zona bajo examen; ellas constituyen casi la totalidad de los relieves comprendidos en la parte baja de la cuenca del Copiapó, aproximadamente desde la ciudad de Copiapó al mar, donde estas formaciones son parcialmente sumergidas por un manto de gran espesor de depósitos aluvionales. Pero también en la zona alta de la cuenca existen imponentes intrusiones de este Batolito, que ocupan todas las formaciones, desde la Hornitos a las más antiguas. Grandes macizos granodioríticos se encuentran a lo largo del curso del Río Pulido y del Río Montosa y asimismo por largos trechos del Río Jorquera. Una de las intrusiones mayores es la que constituye el pluton llamado Cabeza de Vaca (debido al cerro que lleva el mismo nombre), que incluye rocas de vario tipo en un macizo de forma más o menos elinóidica, ancho aproximadamente 6 Km., que se extiende con rumbo SSW-NNE desde el Río Copiapó, cruzando la Quebrada Cerrillos, hasta la Sierra del Potrillo cerca de la Quebrada San Miguel, con una extensión total longitudinal de más de 75 Km.

3.5 Intrusiones traquíticas y andesíticas

Filones de variada naturaleza, pero sobre todo de traquitas y andesitas augíticas, ocupan ya sea el conjunto de las formaciones pertenecientes al Batolito Andino, ya sea las formaciones más antiguas y sobre todo las rocas de las formaciones Cerrillos y Hornitos. Sin embargo, se trata de intrusiones generalmente poco potentes y de pequeña extensión, cuyo origen no es todavía suficientemente conocido.

3.6 Intrusiones riolíticas

En la cuenca superior del Río Copiapó se encuentran varios afloramientos, cuya extensión alcanza a veces varios kilómetros, de macizos riolíticos intrusivos, caracterizados muchas veces por una marcada estructura fluidal. Dichos macizos pueden ser observados en el Cerro Dichosa, entre la Quebrada Dichosa y la Quebrada Majadillas, en el lado derecho de la Quebrada Majadillas WNW de la presa Lautaro, y, para terminar, en otros pequeños relieves al oeste del Cerro Polvareda o Dadin. Estos macizos riolíticos intrusivos, junto con un cordón de vetas y vetas estratificadas, hacen intrusión en la formación Altos de Pica y también en los macizos del Batolito Andino: ellos pertenecen a la misma actividad magmática que produjo la formación Alto de Pica, y serían por lo tanto de edad miopliocénica.

3.7 Rocas metamórficas de contacto

Alrededor de los macizos mayores de plutonitas pertenecientes al Batolito Andino se encuentran rocas metamórficas de contacto, constituidas casi siempre por rocas de tipo cornubianítico, hornfels, etc.

Halos metamórficos de contacto se notan asimismo en los márgenes de las intrusiones más grandes de edad precedente a la intrusión del Batolito Andino y que atraviesan todas las formaciones desde la Hornitos a las más antiguas, Cerrillos, Chañarcillo, etc.

DEPOSITOS ALUVIONALES

Sobre las formaciones que acabamos de describir, cualquiera que sea su origen sedimentario, volcánico o intrusivo, se extiende un estrato de escombros provenientes de la intensa erosión determinada por agentes atmosféricos que cubre y amanta más o menos potentemente las rocas del material de partida. El espesor de este manto es muy variable; no resulta siempre bien conocido pero llega a alcanzar tal vez más de 200 m. en el curso inferior del Río Copiapó. Los depósitos detríticos aluvionales se presentan bajo dos formas de acumulaciones generalmente bien determinadas: el primer tipo consiste en mantos más o menos espesos, apoyados a las vertientes de los relieves, a alturas bastante considerables relativamente al fondo álvico; se presentan como terrazas de rodados que no son más que lo que la erosión dejó de una superficie aluvional alta que, en épocas más remotas, cubría probablemente una extensión muy superior a la de hoy; el segundo tipo consiste por lo contrario en aportes aluvionales recientes que van continuamente creciendo. Colman el piso del valle de Copiapó y de las Quebradas confluyentes.

4.1 Sedimentos de terrazas altas

Apoyadas a las vertientes de los relieves menos inclinados, a niveles mucho más altos que el fondo álvico, aparecen terrazas de conglomerados de rodados sueltos pero estratificados, cuyo espesor oscila de algunos metros hasta más de 50 y que constituyen las partes residuas de depósitos detrítico-aluvionales importantes, en fase de erosión, los cuales, en épocas pasadas, eran mucho más desarrollados y espesos.

La superficie de estos depósitos se presenta localmente bajo forma de declive poco sensible o de planicie, que llega hasta más de 2.000 m. sobre el nivel del mar en las regiones de la cuenca alta, mientras que el nivel, relativamente al piso de los ríos actuales, dependen de la profundidad de la hendidura y oscilan de cero en las cumbres de los valles hasta más de 200-250 m. en las zonas de desembocadura de las quebradas principales que son más bajas.

Los sedimentos llevan rodados, arenas y limos mal seleccionados y mal estratificados y generalmente po-

co cementados mediante un ligante calcítico o arcilloso. La gran masa de los escombros tiene la misma naturaleza que las rocas de los relieves donde se apoyan. Sin embargo se notan también elementos de rocas provenientes desde muy lejos.

Es probable que estos sedimentos fueron depositados bajo forma de coladas conoides de lodo y de aluviones que se esparcieron en abanico, y de otros tipos de depósitos fluviales en la época en que el nivel de base de la región sobrepasó de unos 100-250 m. el actual. Estos depósitos de terrazas van menguando paulatinamente hasta desaparecer por completo en las vertientes de los relieves más altos que probablemente, en los tiempos de la formación de las terrazas, sobresalían considerablemente respecto al nivel de estas.

A los lados de las Quebradas principales, estos depósitos se inclinan ligeramente hacia el centro del Valle, lo que demuestra que en la época en que fué depositada la formación, las Quebradas eran ya surcos de erosión.

Las rocas cubiertas por los depósitos en terrazas presentan en muchos puntos una superficie muy alterada respecto a la de las rocas adyacentes, a pesar de que estas últimas carezcan del amparo de los depósitos. Del que se deduce que las condiciones climáticas en la época de la formación de las terrazas se diferenciaban indudablemente bastante de las de hoy.

Estos sedimentos pertenecen a una edad relativamente más antigua que los del nivel de base: se atribuyen sea al Plioceno superior, sea al Pleistoceno inferior, pero es más probable que deriven de las oscilaciones del nivel del mar que se verificaron en el Cuaternario más que de las del Terciario.

4.2 Aluviones recientes

Las vastas llanuras aluvionales que se extienden en declives muy suaves desde la presa de Lautaro hasta el mar a lo largo de todo el valle del Río Copiapó, y las zonas inferiores de las grandes quebradas que confluyen en

el Copiapó, están formadas por potentes acumulaciones de materiales aluvionales producidos por la erosión de las alturas cercanas, que se depositan en conoides detríticos coalescentes y en yacimientos lodosos. No siempre se conoce el espesor de estas acumulaciones de edad cuaternaria, él que sin embargo alcanza seguramente los 150 y tal vez hasta los 200 metros.

El tipo de depósitos varía sensiblemente al variar la inclinación de los valles y las características hidrográficas de las cuencas parciales que dichos valles subtienden. Durante todo su curso, el Río Copiapó está sujeto a frecuentes estrechamientos de su sección, y por consiguiente también varían las características granulométricas de los aluviones, ya sea longitudinalmente ya sea transversalmente; por lo general, los aluviones del Río Copiapó son constituidos por depósitos limo-arenosos con estratos e intercalaciones lenticulares de rodados mezclados con arena, más o menos extendidos y potentes. En el fondo de las quebradas prevalecen los materiales guijarreño-arenosos, mientras que a lo largo de las cuestas de los relieves que flanquean los valles prevalecen las acumulaciones de rodados, bajo la forma de grandes abanicos y de conoides; pero generalmente estas acumulaciones están muy entremezcladas con materiales más finos y alternadas con lentes de materiales limosos; en una que otra quebrada se observan también yacimientos de lodo atravesados por grietas de secamiento.

Debido al ambiente desértico de sedimentación, los depósitos son en su mayoría mal seleccionados, muy disconformes, con granulometría que varía entre el limo y los grandes bloques; carecen casi siempre de estratificación con pasajes esfumados y graduales desde niveles preferentemente más groseros hasta niveles con prevalencia de fracciones menudas. A veces estos depósitos son apenas cementados por un ligante calcítico.

Los mantos aluvionales modernos de mayor espesor y extensión se hallan en las quebradas que confluyen en el lado derecho orográfico del Copiapó, desde la confluencia de la Quebrada Paipote hacia abajo, como por ejemplo

la Quebrada Paipote, el Llano y la Quebrada de Llampos, la Quebrada La Brea y el Llano de Chamonate; pero también en la izquierda hidrográfica del Copiapó hay considerables acumulaciones aluvionales, aunque menos potentes que las precedentes, como por ejemplo el Llano Seco y la Quebrada Vinita.

La edad de estos depósitos es en casi todos los casos muy reciente, pero algunos de los niveles mas bajos podrían ser de edad Pleistocénica.

DEPOSITOS EOLICOS

En las zonas occidentales inferiores de la cuenca del Copiapó, desde la Quebrada La Brea hasta la costa, adquieren mucha extensión y espesor unas formaciones arenosas de acumulación eólica.

El Cerro Medanoso, al límite Norte de la cuenca NW de la Quebrada Llampos, proporciona un ejemplo espectacular de acumulación eólica. Este cerro, que con su cumbre de 1.660 metros, sobresale por más de 550 metros sobre el llano aluvional de Llampos, está constituido por un armazón de rocas mesozoicas pertenecientes a la formación Bandurrias, pero es casi completamente cubierto por un potente manto de arenas de acumulación eólica. Estas arenas forman varios tipos de dunas, entre las que se nota un enorme barján que se extiende por aproximadamente 1.500 metros, con una altitud de aproximadamente 150 metros de la base, la que también es formada por arenas; probablemente por una profundidad de 150 metros más hacia el oeste del Cerro Medanoso una corriente de arenas de acumulación eólica corre hacia oeste a lo largo de la Quebrada El Emplantillado, para luego bifurcarse un poco al norte del Cerro Chamonate, y llegar en proximidad de la costa hasta una amplia terraza marina que se extiende hacia el sur, desde Caldera hasta el Río Copiapó. Pequeñas fajas, esparcidas y aisladas, pero a menudo de considerable espesor, se extienden sobre vastas zonas de las tierras bajas y de las vertientes que flanquean el curso del Río Copiapó desde Toledo y Piedra Colgada hasta el mar.

Estas arenas están constituidas por gránulos bien redondeados y de granulometría muy uniforme. De dichos gránulos, más del 95% (y a veces casi el 100%) - calculado en base al peso - tiene dimensiones incluidas entre 0,5 y 0,1 mm. La composición mineralógica de estas arenas consta, por más del 70% de su volumen, de gránulos de feldespatos y cuarzo; por el restante 30%, de minerales opacos, silicatos félicos y cristales volcánicos: se trata por lo tanto de arenas netamente silíceas.

Se cree que más o menos todas las arenas de acumulación eólica provengan de una amplia terraza marina que se extiende a lo largo de la costa en la zona de la boca del Copiapó, pues los vientos predominantes en la región costanera de la provincia de Atacama provienen de S-W. Estas dunas todavía son activas, como se ha podido verificar de la compa-

ración de fotografías aéreas tomadas con 10 años de distancia entre una y otra; además, las zonas invadidas por las dunas tienen hoy en día extensiones mucho mayores que las de año. El crecimiento casi total de acumulaciones eólicas en las cuencas más interiores de la cuenca del Copiapó puede ser fácilmente explicada por medio de la acción protectora llevada a cabo por la barrera de los relieves y de los picos que, con dirección sobre todo SSW-NNE cruzan transversalmente dicha cuenca. Por otra parte, estas barreras montañosas pueden haber causado la desviación de las corrientes eólicas y la acumulación local de fajas arenosas chicas en zonas completamente aisladas.

Otro fenómeno que puede parecer extraño a primera vista, es el de la presencia de un delgado vegetal en las laderas de algunos depósitos eólicos, en fuerte contraste con la completa aridez y esterilidad de las formaciones aluvionales y de las pendientes de las alturas desnudadas que los rodean. Pero este fenómeno puede ser explicado sencillamente con la condensación del delgado manto de niebla que se extiende de costumbre sobre la región en las primeras horas de la mañana, y que puntualmente se aclara, para luego desaparecer, alrededor del mediodía; dicha condensación ocurre con mucha más facilidad y en medida mayor en las dunas porosas que sobre la superficie de los aluviones y de las rocas en sede; debido a esto las arenas de las dunas logran retener suficiente humedad para que brote y crezca una vegetación baja.

LA TECTONICA

Los movimientos tectónicos a que ha estado sujeta la región fueron prolongados, intensos y complejos, y provocaron disconformidades estratigráficas, plegamientos, sobre-escurrimientos, fallas y fracturas de distintos rumbos. Las disconformidades fueron plegadas; en los terrenos plegados se produjeron sobre-escurrimientos, y los terrenos sobre-escurridos fueron dislocados por fallas; sin embargo, la lista precedente no tiene un orden cronológico puesto que, por ejemplo, las formaciones marinas del Neocomiano y la formación Bandurrias fueron afectadas por plegamientos antes de ser cubiertas en disconformidad por la formación Cerrillos, y algunas fallas ocurrieron antes del sobre-escurrimiento. Sea los plegamientos, sea las fallas, fueron fenómenos continuos y repetidos durante un larguísimo período, mientras que los fenómenos de sobre-escurrimiento fueron más raros y localizados en el tiempo. Los plegamientos que dieron origen a la serie de cadenas que cruzan la región principiaron en el Cretáceo y continuaron durante una parte considerable de la era Terciaria; estos plegamientos produjeron fajos de pliegues bastante regulares y, por lo que resulta de los conocimientos actuales, relativamente simples; seguramente menos cerrados y menos perturbados de los pliegues alpinos, aún en los lugares donde se encuentran en mayor cantidad; además, no han sido señalados hasta ahora "charriages" extendidos o complicados como en los Alpes, ni tampoco pliegues recostados de notable extensión.

En la región se puede reconocer, en el conjunto, un estilo tectónico bastante caracterizado que, por otra parte, se asemeja al estilo tectónico general de muchas partes de Chile. Todas las formaciones que afloran en la región, de edad preterciaria, están corrugadas en una serie de pliegues no muy estrechos, cuyos ejes en su mayoría llevan rumbo SSW-NNE, con un movimiento más bien ondulado en dirección axial, ahondándose sea hacia NE sea hacia SW. Además, los pliegues se separan y se juntan en dirección axial muy frecuentemente, por lo que resulta difícil seguirlos por largo trecho. Sin embargo, los pliegues en su conjunto son unidos en fajos que forman anticlinales y sinclinales más amplios, que se prolongan de sur a norte por centenares de kilómetros. Numerosas fallas ocurren en todas las formaciones presentes en la zona, incluyendo los depósitos alu-

vionales más antiguos; el movimiento de dichas fallas es tan variable que no permite de distinguir los grupos tectónicos. Algunas entre ellas están sujetas a fenómenos de mineralización, otras no.

Uno de los motivos estructurales de la región que más se nota es una ancha faja que cruza la parte central de la cuenca de norte a sur. En esta zona se pueden reconocer tres fajas estructurales paralelas: la faja occidental es dada por un conjunto de anticlinales que comprende toda la faja de afloramiento de las rocas pre-Cerrillos (es decir anteriores al Cretáceo superior); la faja central es un pliegue monoclinal que se hunde hacia el este y que abarca los afloramientos de la formación Cerrillos; la faja oriental es un conjunto de sinclinales que comprende principalmente las rocas post-Cerrillos. Estas tres fajas estructurales tienen una extensión de más de 500 Km., y se prolongan rumbo a NNE hasta la provincia de Antofagasta y rumbo a sur hasta el interior de la provincia de Coquimbo.

HISTORIA GEOLOGICA DE LA REGION

Cada una de las formaciones geológicas que afloran en la región tiene su propia historia, historia que se puede deducir por todo ese conjunto de elementos y rasgos característicos que constituye la así llamada "facie" de las formaciones rocosas; es decir el ambiente particular en que esa determinada roca se ha venido formando; por el examen crítico de las características de cada formación rocosa, se puede reconstruir la historia geológica de la región, es decir la sucesión de los varios acontecimientos que han llevado como resultado final al estado geológico actual.

Al terminar el Triásico, tanto las rocas metamórficas como las plutonitas y los sedimentos continentales sobrepuestos, fueron sujetos a una intensa erosión producida por los agentes atmosféricos. Al principiar el Jurásico, esta fase de intensa erosión fué seguida por una actividad volcánica y un leve hundimiento, con consiguiente inicio de un ciclo de sedimentación marina; en dicho ciclo el mar se hundió gradual y progresivamente, y se vinieron depositando, por espesores de algunos millares de metros, sedimentos clásticos (areniscas, calizas, tobas y brechas) que constituyeron en el conjunto la formación Lautaro.

Las condiciones de ambiente marino finalizaron en el Jurásico medio, tal vez como consecuencia de un sollevamiento epirogenético y no por corrugamiento; debido a la morfología no muy disconforme de las tierras en fase de emergencia durante este sollevamiento epirogenético, la sucesiva acción erosiva fué más bien lenta y poco enérgica.

Al principiar el Cretáceo comenzó la formación de un brazo de mar, no muy hondo, desde el cual se formó durante la mayor parte del Cretáceo inferior una lenta transgresión, de oeste a este, que produjo la sedimentación y la acumulación de la serie marina representada por las varias formaciones del Grupo Chañarcillo. Sin embargo, la parte más oriental de la región siguió quedando sobre el nivel del mar cuando, al terminar el Neocomiano, la transgresión se interrumpió por sollevamiento y plegamiento.

La época sucesiva de erosión y sedimentación subaérea fué caracterizada por efusiones de andesitas y por el prolongarse del corrugamiento; se produjo entonces la acumulación de la formación Bandurrias (ya en parte comenzada anteriormente) y el inicio de la serie continental Cerri-

llos. Empero la formación Cerrillos sólo se depositó en algunas áreas y, por otra parte, fué casi en seguida parcialmente desmantelada por la erosión en las zonas en fase de sollevamiento. Las erupciones volcánicas se volvieron de vez en vez más ácidas que las anteriores, y corrientes de cenizas, fuertemente consolidadas, cubrieron localmente con un manto abigarrado una superficie montañosa que mientras tanto se había ido modelando en las rocas de las formaciones Cerrillos y Lautaro, además que en las rocas aún más antiguas. Así vino depositándose la formación Hornitos, durante la cual la actividad volcánica se renovó y se acrecentó, y el corrugamiento prosiguió.

Después de depositarse la formación continental Hornitos, principió la intrusión del Batolito Andino: esta intrusión, y el consiguiente metamorfismo de las formaciones a que directamente se refiere, se protrajeron en forma lenta por muchísimo tiempo, juntamente con una exaltación de la actividad orogenética, hasta más o menos la fin del Cretáceo o el principio del Terciario, época en la que dicha actividad orogenética se extinguió. Durante las últimas fases de la actividad magmática del Batolito Andino se formaron fallas y fracturas a lo largo de las que se insinuaron mineralizaciones de alta y baja termalidad.

Hacia la mitad y el final del Terciario, hubo nuevas violentas actividades volcánicas, localizadas sólo en pequeños centros eruptivos en la región de la cuenca Media, pero imponentes y extendidas en la zona de la Cordillera Alta: estas actividades volcánicas, de naturaleza esencialmente riolítica, produjeron la acumulación de la formación miopliocénica Altos de Pica. En las zonas inferiores, la mayoría de estos productos riolíticos fué sucesivamente desmantelada por la erosión, dejando como testigos sólo masas aisladas, filones, capitas de brechas y limitados trechos de corrientes de lava; en la zona de la Cordillera Alta, en cambio, quedaron todavía extensos y potentes mantos piroclásticos y de lava como testigos de la importancia de los fenómenos volcánicos.

Durante el Pleistoceno, un potente manto de sedimentos clásticos se extendió sobre los valles y las bajas

pendientes de las montañas, pero un sucesivo sollevamiento epirogenético provocó un descenso de nivel básico, y los materiales de relleno, sin consolidar, fueron parcialmente sujetos a erosión y desmantelados. Todo lo que queda en la actualidad de los antiguos depósitos aluvionales está representado por los sedimentos de las terrazas altas, mientras que las corrientes aluvionales desérticas están ahora formando nuevos depósitos clásticos a nivel básico inferior.

AGUAS SUBTERRANEAS Y MORFOLOGÍA DEL SUBSUELO

Por la descripción de las varias formaciones geológicas que constituyen el armazón de los relieves que existen en la región, se evidencia en seguida que, a los fines hidrológicos, dichas formaciones en su mayoría no pueden constituir depósitos a lenta restitución, es decir macizos dotados de cierta permeabilidad, en los que puedan acumularse las aguas meteóricas, para luego volver gradualmente en el ciclo por medio del sistema de drenaje formado por la red de cortes de los valles, o para formar hendiduras hídricas profundas de las que se podría extraer la que se necesita. En efecto, estas formaciones rocosas son formadas en la absoluta mayoría por rocas intrusivas compactas y por sedimentos clásticos y piroclásticos o con granulación muy menuda limo-arenosa, o son muy heterogéneos y muy compactadas, y por lo tanto de permeabilidad muy baja. También se hallan presentes en la región rocas que podrían a veces tener cierta permeabilidad; mejor dicho, una notable permeabilidad, como las calizas y las lavas. Pero muy bien se sabe que estas rocas no son permeables por su propia naturaleza, sino debido a circunstancias favorables concomitantes, es decir que dichas rocas sólo son permeables si son muy fracturadas: en general, en cambio, las calizas no están muy quebradas, sino sólo han sido sujetas a plegamiento y flexura, mientras que las lavas, algunas veces, pueden presentarse fracturadas, pero debido sobre todo a fracturas de reinfríamiento y no a causas tectónicas. En efecto, el bajo grado de fracturación y cataclasización que presentan en general todas las formaciones rocosas de la zona puede ser explicado más bien por la duración de la tensión a que estas rocas han sido sujetas, que por la relativa plasticidad de que la mayoría de ellas dispone. Sabemos en efecto que una roca, aún siendo algo rígida, puede comportarse como un cuerpo plástico al ser sometida a tensiones de larga duración, mientras su reacción es parecida a la de un cuerpo plástico, es decir se quiebra, si las tensiones son de corta duración, a saber más breves del tiempo de relajamiento. Ahora bien, como hemos visto anteriormente, la orogénesis andina, a la que se debe el estado tectónico de la región, se ha desarrollado y prolongado a lo largo de millones de años, con un proceso lentísimo y gradual, debido al cual todas las rocas interesadas han sido fuertemente plegadas y corrugadas, y sólo en casos excepcionales quebradas o falladas; el mismo estilo tectónico de la región nos muestra claramente como las tensiones hayan sido

lentas y graduales, por lo que las rocas se han deformado en una serie de pliegues paralelos y no se han fracturado.

Una confirmación de la baja permeabilidad general de las formaciones rocosas presentes en la región nos es dada por la grandísima exigüidad de los manantiales: no tanto debido a su escasez, sino al hecho de que son extremadamente modestos. En efecto en la región se encuentran varios manantiales, sobre todo en las pendientes de las alturas constituidas por las formaciones continentales Cerrillos y Hornitos, pero se trata de manantiales con caudales que constan de pocos decímetros/seg., y a veces sólo son exigüos filetes que suben a través del manto de deshacimiento superficial, o por algún corte finísimo. Aún en las zonas de mayor difusión de las formaciones calizas, que deberían ser las principales rocas de depósito, los manantiales son más bien escasos y esporádicos: en toda la extensión del ancha faja de afloramiento de las formaciones marinas del grupo Chañarillo sólo hay un par de ellos.

La razón principal de que los caudales de los manantiales sean tan reducidos no es la escasez de las precipitaciones meteóricas, sino más bien la limitadísima permeabilidad de las formaciones rocosas; en efecto, prescindiendo de la constatación que hasta en la zona de las Cordilleras Altas (donde las precipitaciones no son nada insignificantes), los manantiales son muy escasos y siempre de caudal reducido, hay que considerar que, debido a la estructura tectónica de la región (formada por una serie de cadenas paralelas cortadas transversalmente por una vasta red de hondas incisiones) si las formaciones rocosas fueran dotadas de cierta permeabilidad, serían muy frecuentes los manantiales producidos por infiltraciones laterales de aguas de valles superiores a valles paralelos inferiores a través de intercalaciones rocosas más porosas y permeables. La alimentación lateral de este tipo en cambio es un hecho absolutamente excepcional: el único caso que nos resulta es el del manantial llamado Ojo del Fuerte, ubicado en la ladera izquierda del Valle del Río Copiapó en localidad El Quinto (o Nuevo Mundo), 2 Km. aguas arriba de Los Loros. Este manantial brota a través de las areniscas estratificadas de la formación Cerrillos, rumbo a las capas aproximadamente NE-SW y con inmersión de uñas decenas de metros hacia SE: el agua que brota de este manantial proviene sin duda de la Quebrada Ma-

jadillas que en esta zona corre detrás del manantial casi paralelamente con el curso del Río Copiapó, pero en un nivel mucho superior. Dicho incidentalmente, esta agua es muy abundante y parece presentar buenas garantías de seguridad, por lo que (después de los debidos controles) podría ser captada y utilizada ventajosamente para el abastecimiento hídrico potable de todas las viviendas del valle hasta llegar a Copiapó, 65 Km. aguas abajo.

Debido a la limitadísima permeabilidad de las rocas que constituyen el armazón de los relieves, resulta que la cuenca hidro-geológica de la región coincide casi perfectamente con la cuenca alimentadora, mientras que la tectónica de las formaciones rocosas, dispuestas en fajas y flexuras paralelas, que cruzan diagonalmente la cuenca y prosiguen en las cuencas lindantes, llevaría a creer que haya la posibilidad de comunicaciones subterráneas entre las aguas meteóricas que caen en una cuenca y las aguas de la cuenca cercana, a través de alguna formación más permeable. Esto tiene que ser tomado en debida cuenta al avaluar el equilibrio hidrológico de la cuenca.

Por lo tanto, se puede considerar como situación general de máxima (es claro que alguna excepción localizada no modifica el conjunto) que las formaciones rocosas que constituyen el armazón de las alturas y el embalsamiento de los valles son substancialmente impermeables, excepción hecha por un manto costral absolutamente superficial, cuyo espesor máximo es de algunas decenas de metros, causado por alteraciones meteóricas, que puede tener cierta permeabilidad debida a porosidad, y que puede por lo tanto retener una limitada alícuota de las precipitaciones meteóricas que después de corto lapso restituye a los surcos de los valles, que actúan como drenes naturales.

Por consiguiente, todas las aguas meteóricas alcanzan con suficiente rapidez el fondo de las fallas, y aquí se acumulan en el potente manto aluvional que los llena parcialmente, o impregnan los mantos detrítico-aluvionales que forman las terrazas altas.

En efecto, en la región examinada, los verdaderos depósitos con restitución lenta son de hecho representados por estas formaciones detrítico-aluvionales pleistocénicas y modernas, que constituyen los sedimentos de las terrazas

altas, los grandes conoides de deyección y los aluviones del valle. Ya hemos visto anteriormente como estas formaciones siempre son muy heterogéneas, de granulometría muy disconforme, por lo que su permeabilidad nunca permite una notable velocidad de filtración, y por consiguiente las aguas que las impregnan pueden realmente constituir reservas notables.

De ésto sobresale inmediatamente la grande importancia que puede tener, en el estudio de los recursos hídricos subterráneos de la región, la reconstrucción de la morfología del subsuelo: de hecho esta reconstrucción puede ser muy útil para evaluar la extensión y el espesor del manto detrítico-aluvional y para individuar asimismo eventuales grandes depósitos hídricos, enterrados a lo largo de los mayores cortes de los valles.

La morfología subterránea de las zonas en que se hallan las formaciones detríticas aluvionales más potentes y extendidas es forzosamente una morfología muy disconforme, con declives y relieves más escarpados de los que se ven sobresalir del espeso manto de cobertura. Las montañas que hoy se ven sobresalir como islas de los llanos aluvionales están parcialmente cubiertas por sus propios escombros, y muchos relieves de menor altura son completamente ahogados y escondidos por dichos escombros, que alcanzan espesores de más de 100-150 metros. Como ya hemos dicho, un descenso relativamente reciente del nivel de base ha tenido como consecuencia que el Río Copiapó y sus tributarios hayan comenzado lentamente una obra de erosión y dismantelamiento sobre anchas extensiones de la cubierta aluvional antigua, desnudando la topografía del subsuelo: esta topografía se revela formada por crestas, dorsales y valles con pendientes muy escarpadas, cuya superficie es formada por rocas profundamente alteradas y por lo tanto fácilmente dismantelables por la erosión cuando ya no estén protegidas por el antiguo manto aluvional. Los relieves descubiertos se vuelven así más suaves, lo que puede llevar a consideraciones equivocadas sobre la morfología aún escondida.

Las aguas que se acumulan en las aluviones defluyen hacia el valle con velocidades menores o mayores debido a distintos factores, como por ejemplo la granulometría del medio filtrante, la inclinación del álveo, la sección del medio filtrante, etc. Según las variaciones de dichos fac-

tores la capa hídrica corre más o menos velozmente, más o menos unida, y en mayor o menor profundidad, y ya que dichos factores pueden variar muy caprichosamente a lo largo del curso longitudinal o transversal de los distintos cortes del valle (y también en sentido vertical en el espesor del manto aluvional), tenemos como consecuencia que las capas hídricas que defluyen en la colcha aluvional pueden presentar localmente variaciones de régimen muy notables.

Por lo tanto, para avaluar con suficiente exactitud las posibilidades hídricas de los aluviones del valle (que constituyen, como ya hemos visto, la única sede en que se pueden verificar acumulaciones), es preciso conocer lo más posible todas las características del medio filtrante, es decir el espesor de la colcha aluvional, su estratigrafía y granulometría, además del estado de la morfología subterránea y las oscilaciones de los niveles de capa.

Es posible llegar a este conocimiento sólo a través de cuidadosas investigaciones y estudios, cuya naturaleza y entidad serán especificadas en el examen detallado de cada problema.

SEGUNDA PARTE

PRIMERAS INVESTIGACIONES HIDROLOGICAS

MORFOLOGIA Y OROGRAFIA
DE LA CUENCA DEL COPIAPO

La cuenca del Río Copiapó, situada entre las latitudes $26^{\circ}40'$ y $28^{\circ}40'$, queda en el límite Norte de la segunda región geográfica de Chile, según la subdivisión corriente del País, es decir en la zona "de las Estepas Cálidas", lindante con la región "de la Zona del Desierto".

La cuenca del Copiapó muestra las características principales de la segunda zona, tales como la disposición transversal de los valles de los cursos de agua; más están todavía presentes algunas señas de la morfología de la zona del Desierto, a saber el sistema de suelos sedimentarios del terciario, que constituye la depresión intermedia entre la Cordillera de los Andes y la Cordillera de la Costa. Sin embargo, dicha depresión se limita a pequeños relieves insertados en las típicas terrazas de abrasión marina del cuaternario, que en el Valle del Copiapó llegan al interior hasta Piedra Colgada.

Por lo tanto, en el Valle del Copiapó se distinguen fundamentalmente tres zonas longitudinales: la Cordillera de los Andes, con rumbo NNE-SSW; los relieves intermedios, constituidos principalmente por las formaciones del sedimentario terciario, y la zona costanera, formada por terrazas de sedimentos marinos; esta disposición de relieves está cortada transversalmente por los valles que forman la red hidrográfica del Copiapó, es decir sobre todo por los valles del Río Manflas, del Río Pulido y del Río Jorquera. Estos Ríos forman al juntarse el Río Copiapó antes del gran valle de la Quebrada Paipote, que se halla cerca de la ciudad de Copiapó.

Datos típicos de la región cordillerana son, además, algunas cuencas cerradas de origen tectónico, llenadas por materiales volcánicos y detríticos, y sedes de lagunas saladas. En la zona del Copiapó, cabe mencionar las de Maricunga, del Negro Francisco, la Laguna Verde y el Salar Wheelwright.

La cuenca hidrográfica del Copiapó tiene una extensión total de aproximadamente 14.000 Km^2 , de los que 6.000 pertenecen al gran valle de la Quebrada Paipote, 4.100 al Río Jorquera (formado principalmente por los dos importantes ramales Figueroa, de 1.700 Km^2 y Turbio, de 1.600 Km^2); 2.120 a la cuenca del Río Pulido y 1.200 al Río Manflas.

A la altura de la ciudad de Copiapó, la red hidrográfica está prácticamente cerrada, pues el Valle del Río, desde Copiapó hasta el mar, corta los pequeños relieves, casi llanos, de las formaciones sedimentarias del cuaternario y las divisorias fluviales, relativamente acercadas, proceden paralelas en dirección E-W.

De Copiapó en adelante, la divisoria fluvial principal, que divide la cuenca del Río Salado de la cuenca del afluente Paipote, se orienta hacia noreste sobre los realces de forma redonda del terciario, con altitudes que se elevan paulatinamente a través de los Cerros Capis (898 metros sobre el nivel del mar) y Ustaris (1.810 metros), Puerto del Gato, Cerro Cachiyuyo, Sierra del Humito (2.600 metros), Cerro S. Andrés (3.840 metros) y Cerro Bravo (5.280 metros).

Desde aquí la divisoria fluvial dobla en dirección principalmente N-S hacia el Cerro Codoceto (4.610 metros), limitando la primera importante cuenca cerrada, llamada Salar de Maricunga, que está ubicada en la cabecera de la cuenca del Paipote.

El Salar de Maricunga es una vasta cuenca, cuya superficie es de aproximadamente 2.200 Km², que se extiende por aproximadamente 80 Km. de Norte a Sur y por 25-30 Km de Este a Oeste. Aproximadamente desde el Norte de Puerto Caballo Muerto, su divisoria fluvial se dirige hacia Este a través del Cerro de la Sal (4.710 metros) hasta los Cerros Meyados del Juncalido, que forman parte del sistema de la Cordillera Andina; tuerce luego con rumbo Sur por el Cerro Colorado (4.820 metros) y sucesivamente hacia sureste hasta alcanzar el elevado Pico de las Tres Cruces (6.330 metros). Desde aquí, con dirección SSW, sigue la frontera Chile-Argentina, a lo largo de los Cerros Puntiguados (5.940 metros), Los Patos (6.250 metros) y Dos Hermanas (5.550 metros), de donde vuelve a torcer en dirección noroeste hacia el Cerro Copiapó (6.080 metros), limitando, del lado Oeste, la segunda importante cuenca cerrada de la Laguna del Negro Francisco.

Desde el Cerro del Copiapó, importante y único volcán de la región, la divisoria fluvial vuelve a separar las cuencas del sistema hidrográfico del Copiapó, encontrando, hasta poco después del Cerro Pastillitos (4.860 metros), la cuenca del Alto Figueroa, afluente del Jorquera y luego, a través del Cerro Ojo de Maricunga (4.980 metros) y el ya mencionado Cerro Codoceto, las demás cuencas del Paipote y del S. Andrés.

Volviendo a seguir el recorrido de la vertiente principal desde el Cerro Copiapó, hallaremos la segunda cuenca cerrada, lindante directamente con el sistema del Río Copiapó, es decir la Cuenca del Negro Francisco, que se extiende sobre aproximadamente 880 Km².

HIDROLOGIA

Las formas fluviales y las características hidrológicas de los principales valles que constituyen el sistema hidrográfico del Copiapó, han sido controladas directamente por medio de reconocimientos locales, terrestres y aéreos.

2.1 Valle del Copiapó desde la confluencia con el Paipoté hasta Las Juntas

Desde el punto de vista hidrológico, esta parte del Río Copiapó es la más interesante, porque en ella acontece el deflujo de las cuencas altas de los tres afluentes Manflas, Pulido y Jorquera que, como explicaremos más adelante, llevan sin duda las cantidades más notables de las disponibilidades hídricas del Copiapó.

En el tramo considerado, el valle del Copiapó está delimitado por un sistema de colinas redondeadas, formadas por terrenos sedimentarios del terciario.

Dichas colinas, faltas de vegetación hasta el piso del valle, tienen una fuerte erosión superficial, producida principalmente por las acciones térmicas que hasta provocan la pulverización de la roca; muchas veces, hay que notar también la acción modeladora de las corrientes aéreas que soleantan los detritos más menudos, transformando las laderas de los relieves en superficies continuas, semejantes a las dunas arenosas, o llenando los valles menores más elevados. Sobre estos últimos, así como sobre las laderas de los relieves, no se notan señas de deflujo de aguas y, por otro lado, se puede deducir que las continuas y frecuentes acciones térmicas y aéreas borran fácilmente las señas de las escasas y esporádicas acciones de la lluvia sobre el terreno.

El piso del valle es en su mayoría uniformemente lleno de depósitos detríticos y aluvionales que provienen de la cumbre y de las laderas del valle mismo; los conoides de deyección de los valles transversales no son importantes por la evidente escasez del transporte hídrico.

Todo el piso del valle bajo consideración verdea con vegetación, y hay muchos terrenos regados y cultivados.

La pendiente general del valle entre Florida (450) y Las Juntas (1.400) es de aproximadamente 1,4% y el Río extiende su curso medio con depósitos aluvionales en fase de crecida y álveo inestable en fase de estiaje, y a veces filtra bajo los aluviones.

Poco antes de Las Juntas se halla la presa de tierra de Lautaro, que cierra una amplia varice del río, destinada a almacenar las aguas de crecida.

2.2 Valle del Río Manflas

La cuenca hidrográfica del Río Manflas mide alrededor de 1.200 Km², que se extienden sobre todo hacia S-NW por aproximadamente 70-75 Km., con una anchura de 15-20 Km.

La divisoria fluvial de la cuenca sobrepasa hacia el occidente cumbres que varían de 3.000 a 4.500 metros, y luego la cabecera, dispuesta por breve trecho sobre la Cordillera, con altitudes de aproximadamente 6.000 metros; hacia el oriente, a lo largo del lindero con el Río Pulido, sigue una línea de montañas con cumbres que a menudo sobrepasan los 4.000 metros, hasta llegar a los 5.250 cerca del Cerro de Los Chanchos.

Entre la cabecera del torrente (aproximadamente 3.500 metros) y la confluencia con el Río Copiapó (1.400 metros), la pendiente promedia del valle es de alrededor el 3%; las aguas corren con movimiento torrencial, causando erosiones y transporte sólido en fase de crecida.

El aspecto general del valle repite las características del Copiapó en lo que se refiere a falta de vegetación en las cuevas. En cambio hay vegetación en el fondo angosto y cortado del álveo.

2.3 Valle del Río Pulido

La cuenca del Río Pulido tiene una extensión de aproximadamente 2.100 Km², principalmente bordeando la Cordillera, y una cuesta montana situada en el límite de la cuenca del Río Cachitas, formada por los Cerros de Caserones (5.578), Pulido (5.160) y Plaza (más de 5.000 metros). La li-

nea de estos montes y de los montes de la Cordillera forma, por aproximadamente 100 Km, la cabecera de los numerosos ramales torrenciales que concurren a la formación del Río Pulido del lado izquierdo; mientras que una pequeña extensión de cuenca alimentadora abastece el lado derecho del Pulido, adyacente al bajo curso del Río Jorquera.

El curso principal del Río Pulido corre desde la confluencia con el torrente Plazo (altitud de 2.500 metros), donde se puede considerar formada la primera cabecera, hasta la confluencia con los Ríos Potros y Montosa (altitud de aproximadamente 1.700 metros), que son los últimos y los más importantes tributarios de la izquierda. La pendiente promedio del Río Pulido resulta ser de 2,5%; mucho más fuertes son las inclinaciones de los afluentes, entre los que se menciona el Río Montosa con aproximadamente el 6%.

Después de la confluencia con el Río Montosa, el Río Pulido llega a Las Juntas con una inclinación de 2% en un trecho de su curso, que se vuelve depósito aluvional y que tiene carácter de inestabilidad típico de un curso medio.

2.4 Valle del Río Jorquera

La tercera importante cuenca que contribuye a la alimentación hídrica del Copiapó es la cuenca del Jorquera, cuya extensión es de aproximadamente 4.100 Km².

Está principalmente formada por la unión de dos vastas cuencas alimentadoras, ubicadas en La Guardia: las del Turbio y del Figueroa; la primera se extiende por aproximadamente 70 Km. sobre los contrafuertes de la Cordillera y la línea de los montes Nevado Jotabèche (5.880), Aguas Blancas (5.500), Cerro Cadillal (5.300) a lo largo de lado N-W de su frontera con el Figueroa, que prosigue la ya citada cadena de montes (Cerro Pulido y Cerro Caserones) a la frontera con el Río Pulido; la segunda (del Figueroa) se extiende en cambio, haciendo abstracción del breve trecho en común con el Turbio, sobre los contrafuertes de las cadenas de montes situados en el límite occidental de las cuencas cerradas del Negro Francisco y de Maricunga. Muy limitada es la extensión de áreas alimentadoras a la derecha del Figueroa, como también abajo de La Guardia, donde el Río toma el nombre de Jorquera, y

los límites de las divisorias fluviales corren paralelamente y cerca del curso del Río, con altitudes muy inferiores, especialmente en la vertiente N-W.

Hemos visitado el valle del Jorquera hasta la confluencia del Figueroa y del Turbio, es decir hasta la localidad La Guardia (2.600 metros). Dicho valle es muy angosto y su aspecto general, por lo que se refiere a la vegetación (que sólo existe en el piso del valle) y a la formación superficial de gradas en los declives, es el ya observado en el Copiapó y, de todos modos, es éste el aspecto común de toda la cuenca del mismo Copiapó. El fondo del valle tiene los caracteres de un curso de agua medio, con considerables depósitos aluvionales que muchas veces son de granos menudos, y en este caso particular, cortados por el álveo de estiaje; este trecho del valle tiene una pendiente promedia de 1,5%.

En lo que atañe al Río Turbio, se nota que éste es formado generalmente por la convergencia de tres torrentes principales : el Río Gallina, el Turbio y el Río Cochitos; por dondequiera, aún después de la unión de los tres antedichos ramales, el curso de agua tiene carácter torrencial con erosión del álveo en fase de crecida.

Hay que notar, en lo que se refiere al Río Gallina, un largo trecho de álveo enterrado bajo un alto manto detrítico, debido presumiblemente al deshacimiento de las pendientes por motivos locales geotectónicos.

El valle del Figueroa, visto de un vuelo aéreo, aparece estrechado y con fondo verdeante: el reflujo, con características torrenciales, es alimentado sobre todo por cuencas del lado izquierdo, pero estas cuencas son limitadas en la parte de la cabecera hasta la Quebrada Paredones y el Río Aguas Blancas que son más anchos. Desde la formación del Chalwey (Quebrada Coloraditas; altitud 3.500 aproximadamente) hasta la confluencia con el Turbio, la pendiente promedia es de aproximadamente el 2%.

2.5 Valle del Paipote

El valle del Paipote es una cuenca hidrológica completamente distinta de las que hemos examinado hasta ahora y de las que hemos puesto en evidencia las características bien determinadas del modelado fluvial.

Se trata de un valle muy amplio, uniformemente relleno, sobre todo hacia su desembocadura en el llano del Copiapó, debido a un evidente manto, muy potente, de aluviones y escombros provenientes del deshacimiento de las rocas de las pendientes. Ningún agua, abstracción hecha de las crecidas, aparece en la superficie hasta casi llegar a su cabecera, y sólo su afluente San Andrés tiene en su parte superior algún deflujo y características menores de álveo modelado.

Al contrario de los demás afluentes del Copiapó, el piso del valle del Paipote carece completamente de vegetación, lo que indica que las pocas aguas de fondo corren en notable profundidad.

La cuenca alimentadora del Paipote tiene una extensión de aproximadamente 6.600 Km², y de ella forman parte principalmente los valles de la Quebrada S. Andrés, del Alto Paipote y de San Miguel en el lado izquierdo del Río.

La pendiente promedia del valle, por los ramales Paipote y S. Andrés hasta su confluencia (1.800 metros) es de aproximadamente el 3%; luego hasta la confluencia con el San Miguel (800 metros), es del 2,5% y por fin, hasta la desembocadura en el Copiapó, de 1,5% aproximadamente.

2.6 Valle del Copiapó, desde el Paipote al mar

Después de la confluencia con el Paipote, el valle del Copiapó toma una forma casi llana, muy extendida entre las costas montañas que lo delimitan. La región aparece como un valle lleno de aluviones antiguos, que los sondeos llevados a cabo por CORFO han medido hasta 100 ± 150 metros de profundidad.

La orografía y la forma de la llanura atravesada por el Río muestran posibles perfiles de estrechamiento de la roca

de base, que provocan el afloramiento de las aguas sub-álveas y de capa, como se nota en el mismo Copiapó, e inmediatamente arriba de Piedra Colgada, donde en la derecha se forma un pantano salobre y en la izquierda considerables afloramientos de aguas, que enriquecen los deflujos del Río y son utilizados para el riego.

La zona situada entre el Paipote y Piedra Colgada es donde mayormente se utilizan las aguas del Copiapó para riego; más allá de Piedra Colgada el contenido salino de los terrenos del valle aumenta sensiblemente, volviendo imposible el cultivo, a no ser en algunas zonas muy limitadas.

Entre el Paipote y el mar, la pendiente promedio del Río Copiapó es de 0,65% y su curso presenta trechos de álveo inestable o con recovecos de limitada amplitud.

PLUVIOMETRIA

La parte de Chile que queda al Norte del paralelo de Santiago tiene particulares características climáticas, causadas por los efectos contrastantes de su latitud, próxima a la zona tropical, y de la temperatura del mar, que es recorrido por corrientes frías (corrientes de Humbolt), provenientes del Antártico. Por efecto de su latitud, dicha región es cálida y hay en ella corrientes aéreas ascensionales y vientos provenientes del mar. Dichos vientos, sin embargo, no contienen mucha humedad debido a la baja temperatura del mar, y al soplar sobre la tierra se encuentran con una temperatura más elevada que la suya propia o que en todo caso no es suficiente para su saturación, muchas veces ni siquiera en las mayores altitudes que alcanzan sobre los obstáculos del sistema andino. Solo durante el invierno, debido a la menor temperatura del continente, es posible una condensación de los vientos marinos, sobre todo en proximidad de las cadenas montañosas más altas.

El examen pluviométrico del Copiapó puede basarse sobre los datos de que disponen algunas estaciones de medición, pero debido a que las sobredichas estaciones limitan su control al bajo valle y al llano de la cuenca; faltan los datos sobre los Andes y las alturas intermedias, que podrían permitir una evaluación satisfactoria de los deflujos meteorológicos sobre toda la cuenca.

Las estaciones pluviométricas son las siguientes:

<u>Copiapó</u> (380 metros).	Están disponibles las alturas mensuales de 1903 a 1957. (Ver cuadros 1, 1a, 1b, 1c)
<u>Los Loros</u> (948 metros)	Están disponibles los datos de 1932 a 1957. (Ver cuadros 2, 2a)
<u>Embalse Lautaro</u> (1.240 metros)	Están disponibles los datos de 1930 a 1958. (Ver cuadros 3, 3a, 3b)
<u>Laguna del Negro Francisco</u> (4400 metros)	Están disponibles los datos de 1942 a 1945. (Ver cuadro 4)

3.1. Estación pluviométrica de Copiapó

El promedio de los totales anuales disponibles resulta ser de 25 mm. en 55 años de observación (1903-1957).

Las frecuencias de los valores anuales son distribuidas como sigue:

Totales de 100 a 91 mm.	n.	1
90 a 81 "		1
80 a 71 "		3
70 a 61 "		0
60 a 51 "		2
50 a 41 "		6
40 a 31 "		5
30 a 21 "		10
20 a 11 "		7
10 a 1 "		13
cero		7
		55

Los períodos de años consecutivos con lluvia igual o superior al promedio son los siguientes:

1926 - 1932	años: 7	promedio 60 mm.
1935 - 1936	" 2	" 30 "
1938 - 1940	" 3	" 58 "
1942 - 1943	" 2	" 43 "

Los períodos de años consecutivos con lluvia inferior a 10 mm., o sin lluvia, son los siguientes:

1906 - 1908	años: 3	promedio 4 mm.
1912 - 1913	" 2	" 4, 5 mm.
1915 - 1916	" 2	" 5, 5 mm.
1924 - 1925	" 2	" 3, 5 mm.
1947 - 1948	" 2	" 4, 0 mm.
1955 - 1957	" 3	" 3, 0 mm.

3.2. Estación pluviométrica de Los Loros

El promedio de los totales anuales disponibles resulta ser de 31 mm. en 25 años (1932 - 1957) de observaciones completas.

La frecuencia de los valores anuales tiene la siguiente distribución:

Totales de 110 mm. a 101 mm.	2
100 " " 91 "	1
90 " " 81 "	2
80 " " 71 "	1
70 " " 61 "	-
60 " " 51 "	1
50 " " 41 "	2
40 " " 31 "	2
30 " " 21 "	3
20 " " 11 "	4
10 " " 1 "	3
cero	4
total	25

Se nota un solo período de años consecutivos con lluvias iguales o superiores al promedio, es decir de 1938 a 1944 (7 años), con un promedio de 75 mm., y un solo período con lluvias inferiores a 10 mm. o sin lluvias, es decir de 1954 a 1957 (4 años), con un promedio de 4,5 mm.

3.3 Estación pluviométrica del Embalse Lautaro

El promedio de los totales anuales disponibles es de 37,8 mm. en 29 años de observación (1930-1958).

Las frecuencias de los valores son las indicadas a continuación:

150	101	1
100	91	1
90	81	1
80	71	1
70	61	4
60	51	1
50	41	1
40	31	4
30	21	4
20	11	5
10	1	4
cero		2
total		29

Años consecutivos con lluvias que superan el promedio:

1930 - 1931	años 2	promedio 95 mm.
1940 - 1944	" 4	" 67 "
1952 - 1953	" 2	" 67 "

Años consecutivos con lluvias inferiores a 10 mm.:

1955 - 1956	años 2	promedio 2mm.
-------------	--------	---------------

3.4. Estación pluviométrica de la Laguna del Negro Francisco

Están disponibles los datos de 33 meses, del Septiembre de 1942 al Mayo de 1945, con un total de lluvias de 276,4 mm.

En el mismo período de tiempo el total de las otras estaciones de la cuenca ha sido de:

Copiapó	57.5 mm.
Los Loros	142.6 "
Embalse Lautaro	141.2 "

Si se refieren estos valores a los respectivos promedios anuales y a los valores de la Laguna del Negro Francisco, se obtienen para esta estación pluviométrica los siguientes valores probables de precipitaciones lluviosas:

referidos a Copiapó	$\frac{276.4}{57.5} \times 25$	=	120 mm.
" " Los Loros	$\frac{276.4}{142.6} \times 31$	=	60 mm.
" " E. Lautaro	$\frac{276.4}{141.2} \times 37.8$	=	74 mm.

Sin embargo, los escasos datos recogidos en la Laguna del Negro Francisco no permiten de obtener - ni siquiera mediante el auxilio de evaluaciones de comparación - un valor satisfactoriamente aproximado de las precipitaciones lluviosas de la zona, ya sea debido a la posibilidad de que el breve período de observación haya sido anómalo, ya sea porque dichos datos carecen de la medición de las nevadas.

Para la evaluación de las disponibilidades hídricas de la cuenca del Copiapó puede ser determinante la entidad del fenómeno nevoso que acontece durante el invierno sobre los 3.500/4.000 metros de altitud; su importancia cuantitativa es demostrada por el régimen de los deflujos con puntas máximas en primavera y en verano, es decir en las estaciones del derretimiento de los ventisqueros.

LAS DISPONIBILIDADES HIDRICAS DE LA CUENCA DEL COPIAPO

4.1. Consideraciones generales

La evaluación de las disponibilidades hídricas de la cuenca del Copiapó, y en especial de sus zonas más elevadas, apoyadas en la cadena andina - cuya contribución a los de-flujos es evidentemente esencial - no puede ser basada, sin arbitrariedad, sobre los datos disponibles relativamente a la zona costanera y al medio valle, y ésto debido ya sea a la gran diferencia de las alturas, ya sea al número limitado de las estaciones relacionado con la magnitud del territorio bajo examen.

Pueden sin embargo ayudarnos, en relación con las características requeridas, algunas consideraciones sobre los distintos factores que causan el fenómeno lluvioso.

En efecto, es posible basarse sobre el hecho de que las precipitaciones lluviosas relativas varían con la distancia del mar, con la altitud y con la inclinación de los valles. Además, debe ser estudiada la sensible influencia que puede tener la variación de la latitud geográfica, ya que la cuenca del Copiapó se extiende sobre aproximadamente 2 grados.

Debido a la gran altitud de la divisoria fluvial, se supone que las variaciones de las precipitaciones lluviosas con respecto a las características altimétricas sean muy notables en el caso bajo estudio. Por lo general, dicha variación es expresada en forma directamente proporcional a la distancia del mar, a la altitud y a la inclinación del terreno, por medio de una fórmula general:

$$P = P_0 - a.d + b.h + c.i$$

en la que P_0 es el valor anual de lluvia conocida en la estación costanera más cercana, d) es la distancia del mar (por lo que la fórmula expresa que las precipitaciones lluviosas disminuyen al alejarnos del mar), h) es la altura e i) es la inclinación promedio del terreno en la localidad con altura h). Los coeficientes a , b y c deben ser determinados por medio de parejas de valores conocidos de P y P_0 . Es posible recavar tal determinación analítica, para el Copiapó, a lo largo de la directriz de los valles del Copiapó y del Río Manflas (o del Río Montosa, afluente del Pulido), sirviéndonos de los datos sobre Copiapó, Los Loros y el Embalse Lautaro.

Basándonos en la estación costanera de Caldera (25 mm. de lluvia) y según las siguientes características:

	distancia del mar	altitud	$i = \frac{h}{d}$	lluvia
para Copiapó	60 Km.	370 m.	0,006	25
para Los Loros	120 "	950 "	0,008	31
para E. Lautaro	140 "	1.240 "	0,009	38

se recavan los valores aproximados $a = 0,40$ $b = 0,05$ $c = 1.000$, los que indican que la lluvia disminuye de 40 mm. cada 100 km. de distancia del mar; aumenta de 50 mm. cada 100 metros de elevación del terreno y de 10 mm. cada aumento de inclinación de 1%.

Si se extiende esta relación a la vertiente del Río Montosa (distancia del mar 200 Km., elevación 5.000 metros), se obtiene una disminución de lluvia de aproximadamente 88 mm, causada por la distancia del mar, y un aumento de 250 mm. y de 25 mm. por efecto de la inclinación: en total; la lluvia resulta ser de $25 + 250 - 80 = 220$ mm.

Aunque pueda proporcionar valores probables sobre la cantidad de precipitaciones lluviosas, la relación debe ser usada con cautela en las extrapolaciones en las altitudes mayores, debido a la diferencia altimétrica y planimétrica excesiva de las distintas partes de la cuenca del Copiapó.

Las consideraciones arriba expuestas pueden ser integradas con el examen de la influencia del fenómeno nevoso. Con este fin, tenemos a disposición el valor de los deflujos del Río Pulido, cuyo diagrama muestra claramente cual es la contribución del derretimiento de las nieves, en primavera y en verano (meses de Noviembre a Marzo). En ese período, el promedio de los deflujos del Río Pulido resulta ser de 2,14 mc/seg, que pueden ser atribuidos en su mayoría al derretimiento de los ventisqueros de la parte alta (más de 4.000 metros) de la cuenca alimentadora.

La parte alta de la cuenca del Pulido cubre 640 Km²; por lo tanto el deflujo de 2,14 mc/seg que corresponde a 28 millones de mc, equivale a una altura de deflujo de 42 mm.; para pasar de este valor al correspondiente valor del flujo (considerando las pérdidas causadas por la evaporación y los

absorbimientos del suelo) serían necesarios datos de control o mayores conocimientos sobre los distintos factores físicos de los terrenos; basándonos sobre datos generales, podemos observar que, admitiendo un coeficiente de deflujo de 0,20, la sobredicha altura de deflujo de 42 mm. podría corresponder a un flujo nevoso de aproximadamente 200 mm.

Se puede además observar que el valor de deflujo de 40 mm. atribuido a la cuenca con altura superior a los 4.000 metros es el promedio del derretimiento de los ventisqueros en los 5 meses considerados, pero siendo gradual el fenómeno de dicho derretimiento, debido a la elevación de la isoterma 0° , su contribución al deflujo es proporcional con las áreas de nieve derretido y no con la entera superficie de los ventisqueros, así es que debe estimarse que los deflujos de los meses de verano (de Enero a Marzo) sean debidos a las nieves de alturas superiores a los 4.000 metros, es decir a las nieves situadas en alturas de 4.500 a 5.000 metros. Para el Pulido, el promedio del trimestre Enero-Marzo es de 2,50 mc/seg, igual a un deflujo de 20 millones de mc. y ya que la parte de su cuenca superior a los 4.500 metros cubre aproximadamente 400 Km^2 , la altura de deflujo corresponde a 50 mm. y el flujo, medido según las mismas evaluaciones, a 250 mm.

Sobre la base de los valores citados, que pueden ser considerados seguros en lo que se refiere a la determinación de cantidades, se puede tratar de obtener la proporción de precipitaciones lluviosas de la región Manflas-Pulido, arriba individuada, con las otras partes de la cuenca del Copiapó.

En el cuadro siguiente se indican los valores de la altura, de la distancia del mar y de la inclinación (expresada simplemente como proporción entre altura y distancia del mar) de algunas localidades de la cuenca del Jorquera, y el correspondiente valor de lluvia obtenido al aplicar la relación individuada:

	distancia del mar d (Km)	altitud h (m)	Inclinación 1.000 d h	lluvia (mm)
Las Juntas	150	1.500	10	50
La Guardia	200	2.600	13	90
Alta Gallina (Turbio)	270	5.000	18	160
Alto Turbio	255	4.000	16	115
Alto Monardes	250	4.500	18	140
Alto Paredones	240	4.500	19	150
Alto Figueroa	275	4.500	16	100
Laguna Negro Francisco	250	4.200	17	125

Por lo que se refiere al valle del Paipote, es preciso observar que éste presenta caracteres morfológicos muy distintos, debido a la menor altitud general de los contrafuertes andinos y a la mayor extensión de los valles. Además, en el valle del Paipote las corrientes aéreas que provienen del mar son sin duda menos veloces, y por consiguiente las variaciones de temperatura a que están sujetas, y que pueden determinar su saturación y precipitación, son menos intensas.

Desde el punto de vista del grado de precipitaciones lluviosas, en la región del Paipote también se incluyen las cuencas cerradas intercordilleranas de Maricunga, de la Laguna del Negro Francisco, etc.

Siempre con el fin de individuar, aunque sea en forma aproximada, las proporciones indudablemente existentes y reales de las precipitaciones lluviosas con la morfología del terreno, vamos a considerar válida también para el Paipote la relación establecida para las precipitaciones lluviosas del Copiapó, disminuyendo nada más los gradientes de lluvia debidos a la altitud y a la inclinación, con tal de obtener en la divisoria fluvial con el Maricunga (altitud 4.500, distancia 190 Km) el valor de aproximadamente 100 mm calculado para el alto Figueroa a lo largo de la directriz Copiapó-Jorquera. Por lo tanto, los antedichos coeficientes resultan ser $b = 0,03$ (en vez de 0,05) y $c = 600$ (en vez de 1000) es decir con una reducción de 40%.

Extendiendo la nueva relación del Paipote a la cuenca de Maricunga y a la divisoria fluvial oriental (alto Río Lamas) se obtiene:

	altitud	distancia	lluvia
Laguna S. Rosa	3.800 m.	200 Km	70 mm
Alto Río Lamas	6.000 "	230 "	130 "

Siguiendo el curso del Río S. Andrés y de la Quebrada Codocedo y aplicando la misma relación, se calcula para el Maricunga (distancia 210 Km, altitud 3.500 metros), una lluvia de 55 mm.; mientras que para la vertiente oriental (alto Río Colorado, distancia 225 Km., altitud 4.800 metros), la lluvia calculada es de 90 mm.

Si se extiende ulteriormente el cálculo a la región de las cuencas Campo de Piedra Pómez, Laguna Verde y Salar Wheelwright, asumiendo una altitud promedio de 5.500 metros y una distancia promedio de 260 Km., se obtiene un valor de aproximadamente 100 mm. de lluvia.

4.2. Flujos

Resumiendo los datos obtenidos por proporción sobre las características plano-altimétricas de la región, pueden ser evaluados en forma indicativa los flujos promedios de cada una de las cuencas examinadas:

	precipitaciones lluviosas máxi- mas en la cabe- cera	precipitaciones lluviosas míni- mas en la con- fluencia	precipitaciones lluviosas promedias
Río Manflas	250	50	150
Río Pulido	250	50	150
Turbio	160-115	90	115
Figueroa	140-150-100	90	110
Jorquera	90	50	70
Paipote	100	25	65
Laguna Negro Francisco	150-140	125	135
Laguna Maricunga	90	55	75
Laguna S. Rosa	130	70	100

4.3 Deflujos

Los datos hidrométricos disponibles para la cuenca del Copiapó son los valores de los caudales promedios de los afluentes Manflas, Pulido y Jorquera y del mismo curso del Copiapó cuesta abajo de Las Juntas, en 10 perfiles del río:

Copiapó a Las Juntas	-	Período 1927-1930 (v. diagrama 1)
" a Embalse Lautaro	"	1932-1938 y 1948-1954 (2, 2a)
" a Goyo Díaz	-	" 1927-1929 (3)
" a San Antonio	-	" 1927-1929 (4)
" a La Puerta (Los Loros)	"	1927-1930 y 1947-1949 (5)
" a Valle María	-	" 1927-1929 (6)
" a Pabellón	-	" 1927-1930 (7)
" a Mal Paso	-	" 1927-1930 y 1947-1949 (8)
" a Florida	-	" 1929-1930 (3)
" a El Bosque (Copiapó)	-	" 1928-1930 (10, 10a, 10b, 10c, 10d, 10e)

Estos valores no toman en cuenta las substracciones causadas por las numerosísimas tomas de aguas regadizas que existen a lo largo del Copiapó; así es que no pueden ser utilizados para un estudio de las disponibilidades hídricas del Río.

Los diagramas indican los antedichos caudales promedios mensuales de los afluentes Manflas, Pulido y Jorquera y de las otras estaciones linnimétricas a lo largo del Copiapó, y de ellos es posible relevar las disconformidades entre los valores contemporáneos.

4.3.1 Río Manflas (Ver diagramas 11 y 11a)

Los datos disponibles se refieren a los caudales promedios mensuales desde Agosto de 1942 hasta Junio de 1959; los años 1945-47-48 son muy incompletos, mientras que para cada uno de los años 1946, 1957, y 1958 faltan los datos de dos meses, que es posible interpolar.

El promedio anual de dicho período-abstracción hecha de los años 1945-1947-1948- resulta ser de 0,55mc/seg. el que referido a la cuenca de 1.200 Km² equivale a una contribución de 0,46 l/seg./Km² y a una altura de deflujo de 14,5mm. El promedio considerado incluye los años 1956-57-58, en que han habido sequías excepcionales, abstracción hecha de estos años, el promedio sube a 0,66 mc/seg, igual a 0,55 l/seg/Km²

y a 17 mm. de altura de deflujo.

Haciendo referencia al flujo promedio, calculado para la cuenca en 150 mm., resultaría un coeficiente de reflujo de $\frac{17}{150} = 0,11$, valor que parece algo escaso.

Es preciso hacer observar al respecto que en toda la cuenca del Copiapó la proporción entre flujos y deflujos es determinada casi únicamente por las pérdidas debidas a evaporación, dada la falta absoluta de vegetación en la vertiente, la considerable inclinación y la impermeabilidad básica general de los terrenos.

La misma pérdida debida a evaporación es limitada por el hecho de que las montañas en que carece la vegetación están cubiertas por un manto de escombros causados por su des-hacimiento debido a las acciones térmicas muy intensas, así es que las aguas lloviznas son absorbidas inmediatamente y alcanzan la roca más compacta teniendo ya temperaturas menos elevadas, corriendo luego con movimientos filtrantes o de percolación hacia los thalweg.

Debido a estas razones, se estima que en realidad el coeficiente de reflujo pueda alcanzar valores más elevados (0,20 + 0,30).

Haciendo referencia al flujo promedio ya mencionado de 150 mm., con un coeficiente de al menos 0,20, resultaría una altura de deflujo de 30 mm., igual a aproximadamente 1 l/seg/Km², es decir a un caudal total de 1,20 mc/seg.

La diferencia entre este valor y el que resulta de los aforos de caudal, es decir 0,66 mc/seg, puede tener explicación ya sea en las subtracciones para riego arriba de la confluencia - de las que no se conoce la entidad - ya sea en las pérdidas en álveo cerca de la estación limnimétrica.

4.3.2 Río Pulido (Ver diagramas 12 y 12a)

La cuenca hidrográfica del Río Pulido a la confluencia con el Río Jorquera cubre 2.120 Km².

Los datos de medición disponibles se refieren a los promedios mensuales de Noviembre de 1942 a Diciembre de 1956; faltan los meses de Noviembre de 1943 a Febrero de 1944 y Febrero-Marzo de 1953, que es posible interpolar.

El promedio anual del período considerado es de 1,70 mc/seg., lo que corresponde a 0,8 l/seg/Km² y a 25 mm. de altura de deflujo.

Calculando una altura de deflujo de 150 mm. y un coeficiente de deflujo de 0,20 como en el caso del Río Manflas, la disponibilidad del Río Pulido debería ser de 2,1 mc/seg., y la diferencia de 0,4 mc/seg. puede ser atribuida a las subtracciones aguas arriba de la estación limnimétrica.

4.3.3 Río Jorquera (Ver diagramas 13, 13a)

La cuenca hidrográfica del Río Jorquera mide 4.100 Km², de los que 1.600 pertenecen al Turbio, 1.700 al Figueroa y 800 al Jorquera propiamente dicho entre las localidades La Guardia y Las Juntas.

Los datos disponibles, por medio de los que se puede calcular el valor promedio aproximado anual, conciernen los meses entre Mayo de 1942 y Octubre de 1955. Los años 1949, 1951 y 1952 carecen de muchos datos; a los años 1943 y 1947 les falta respectivamente un mes, al 1953 tres meses y al 1955 los últimos dos meses.

El promedio anual general del período es de 1,26 mc/seg., lo que corresponde a 0,31 l/seg/Km² y a una altura de deflujo de aproximadamente 10 mm.

Los flujos calculados sobre cada parte de la cuenca, proporcionan un promedio de:

$$\frac{1.600 \times 115 + 1.700 \times 110 + 800 \times 70}{4.100} = 104 \text{ mm.}$$

Admitiendo también para el Río Jorquera un coeficiente de deflujo de 0,20, la altura de deflujo debería ser de 20,8 mm.; por consiguiente, el caudal medio sería de aproximadamente 2,7 mc/seg., superior de 1,45 mc/seg. al valor promedio obtenido por los aforos.

Es ésta una diferencia muy grande, que se puede justificar en parte con las subtracciones de agua; pero se estima que los datos sobre el Río Jorquera contengan graves errores sistemáticos (como podría ser mucho sifonamiento en la estación limnimétrica) y sería por lo tanto necesario averiguar las relativas razones.

4.3.4 Estaciones limnimétricas en el Río Copiapó y en el Valle de Las Juntas

Sobre la base de los cálculos efectuados, el promedio disponible aguas abajo de Las Juntas debería ser de 6 mc/seg, mientras que el promedio que resulta de los aforos de los tres afluentes Jorquera, Pulido y Manflas es de 3,60 mc/seg.

Los datos disponibles en las estaciones limnimétricas aguas abajo de Las Juntas se refieren a períodos variables, por la mayor parte de 1928-29, y parcialmente 1927 y 1930; otras estaciones disponen de períodos de observación más prolongados.

No es posible evaluar el verdadero caudal disponible del Río, puesto que los valores de los caudales medios mensuales de todas las estaciones aguas abajo de Las Juntas faltan de los caudales derivados de las numerosas bocatomas que se encuentran en el trecho del Copiapó que va hasta la ciudad de Copiapó.

Además de la falta de los valores de los caudales derivados para el riego, que causan disconformidades entre los aforos de una estación respecto a la otra, se verifican en este tramo del Copiapó fenómenos de absorbimiento y restitución de las aguas fluviales según la morfología del valle; se observan en particular, en proximidad de fuertes estrechamientos del perfil del valle - causados por riscos - considerables afloramientos de aguas en el álveo, como pasa cerca de Los Loros, en Copiapó y cerca de Piedra Colgada.

Las aguas que afloran en Copiapó y en Piedra Colgada llevan consigo, probablemente, una parte de los aportes del Paipote, cuyos deflujos son sub-álveos durante casi todo su curso, abstracción hecha de su cabecera y de un trecho del San Andrés, su afluente principal.

Por lo que se refiere a la cuenca del Paipote, sus disponibilidades pueden ser indicadas en aproximadamente 2,7 mc/seg. (precipitaciones lluviosas 65 mm., coeficiente del deflujo 0,20), sobre la base de su extensión (6600 Km²) y de las evaluaciones pluviométricas orientativas.

Como ya se ha dicho, este caudal (que ha sido calculado por su confluencia con el Copiapó) corre totalmente en sub-álveo, y también alimenta las capas hídricas más profundas

del valle entre Florida y Piedra Colgada.

El fenómeno de los deflujos sub-álveos, o más profundos, de capa propiamente dicha, se halla presente en el mismo curso del Copiapó después de la zona de confluencia de los tres afluentes Manflas, Pulido y Jorquera, cuando el manto aluvional aumenta y se ensancha en algunas amplias várices, al volverse el valle más llano; zonas de posible absorbimiento, por lo menos de los deflujos que debordan del curso de estiaje del Río parecen ser, además de la zona de Las Juntas, la del Embalse de Lautaro, de S. Antonio, el trecho entre la Quebrada Buenos Aires y Hornitos y la zona Florida cerca de la confluencia con el Paipote. Las zonas aguas arriba de Los Loros, de Copiapó y de Piedra Colgada, donde existen estrechamientos rocosos del valle, vuelven a llevar a la superficie aunque sea una parte de los deflujos sub-álveos.

Sin embargo, no creemos que las aguas subterráneas del Copiapó constituyan una entidad notable hasta la confluencia con el Río Paipote; más bien éste, parece ser la principal fuente de alimentación de las capas hídricas entre Florida y Piedra Colgada.

Por los aforos de caudal del Copiapó, aguas abajo de Las Juntas, no es posible obtener directamente indicaciones para la evaluación de los deflujos superficiales ni para juzgar la entidad de los absorbimientos en el álveo; sin embargo, se puede observar que:

el período 1927-1930 de datos contemporáneos en los distintos perfiles del Copiapó, corresponde a un período de flujos muy superiores al promedio, a juzgar por los datos pluviométricos de Copiapó (75 mm. el promedio siendo de 25 mm.); pero no se puede extender esta relación a toda la cuenca, especialmente en las altitudes mayores.

Los aforos relativos, sin substracciones de agua, divididas en períodos contemporáneos como descrito a continuación,

Período	Estaciones limnimétricas								
	Las Juntas	Goyo Díaz	S. Antonio	La Puerta	Villa María	Pabellón	Mal Paso	Florida	El Bosque
Nov. 1927 - Junio 1930	3,16	-	-	4,88	-	5,02	4,07	-	3,05
Ago. 1927 - Junio 1930	3,72	-	-	5,80	-	6,42	4,13	2,93	4,87
Nov. 1927 - Mayo 1929	2,88	2,88	3,04	4,35	3,12	4,07	3,66	-	1,23

muestran para el Copiapó, hasta S. Antonio, un caudal de aproximadamente 3 mc/seg., para el trecho desde Los Loros (la puerta) a Pabellón, un caudal de 5-6 mc/seg. y sucesivamente una gradual disminución hasta Copiapó. Es por lo tanto evidente el hecho de que las zonas Las Juntas, Lautaro y S. Antonio son sedes de corrientes sub-álveas que reafloran en Los Loros; ya que los terrenos regados hasta Los Loros, además de los de los valles Manflas, Pulido y Jorquera, cubren aproximadamente 1.500 Ha., se puede en línea de máxima estimar que el caudal del Río en Los Loros es de aproximadamente 7 + 8 mc/seg., a los que deben ser agregadas las aguas derivadas de los tres valles antedichos. Calculando en total una disponibilidad de aproximadamente 9 mc/seg., se puede afirmar que en el período estudiado el caudal del Copiapó era en realidad superior al promedio.

CONCLUSIONES

Como conclusión de las consideraciones efectuadas, se puede resumir lo que sigue:

- las disponibilidades promedios del Copiapó en la confluencia Las Juntas pueden ser indicadas en 6 mc/seg.
- la contribución de la cuenca entre Las Juntas y El Paipote (2.500 Km²) puede ser evaluada en 0,75 mc/seg.
- la contribución del Paipote en relación con las proporciones entre los datos antedichos, es de aproximadamente 2,7 mc/seg.

La disponibilidad total promedio de agua después de la confluencia con el Paipote podría ser por lo tanto de 9 ± 10 mc/seg., incluyendo los deflujos subterráneos.

El curso superficial y sub-álveo puede ser evaluado en línea general como sigue:

- Copiapó entre Las Juntas y Los Loros:

disponibilidad: 6 mc/seg.; curso superficial, incluidos los riegos: 4,0 ± 4,5 mc/seg.; curso sub-álveo: 1,5 ± 2,0 mc/seg.

- Copiapó entre Los Loros y Pabellón:

disponibilidad: 6 mc/seg., casi toda superficial.

- Copiapó entre Pabellón y Florida:

disponibilidad 6 ± 7 mc/seg.; curso superficial, incluidos los riegos: aproximadamente 5 mc/seg.; curso sub-álveo: 1 ± 2 mc/seg.

- Copiapó entre El Paipote y Copiapó:

el curso sub-álveo y de capa profunda puede alcanzar hasta los 4 ± 5 mc/seg.

- Copiapó después de la ciudad:

existen dos zonas de reafloramiento de los deflujos sub-álveos: una en la ciudad de Copiapó y la otra aguas arriba de Piedra Colgada, que no es posible evaluar debido a falta de datos; de todos modos, se estima que la mayoría de los deflujos sub-álveos y profundos sobrepase la estrechura de Piedra Colgada, prosiguiendo en el tramo sucesivo del valle hasta el mar; en localidad María Isabel (a 20 Km del

mar) hay que notar otra zona de reafloramiento de deflujos.

Por lo que se refiere al régimen de deflujos, cabe observar el notable efecto regulador entre flujos y deflujos que tienen la gran extensión de la cuenca hidrográfica y el curso, casi siempre filtrante, de las aguas dentro de los mantos detríticos superficiales de las vertientes; de éste modo el caudal del Río disminuye lentamente en los períodos de sequía; asimismo, se verifica un retraso en las fases de crecida.

El régimen anual de los deflujos está relacionado de varias maneras con el régimen de las precipitaciones, que en este región se verifican exclusivamente en otoño y en invierno.

Existe por lo tanto fundamentalmente un régimen de deflujos de tipo pluvial, es decir que alcanza su máximo en el invierno; dichos deflujos son sin embargo atenuados y prolongados por la acción regularizadora debida, como se ha dicho, a la extensión de las cuencas alimentadoras y al lento curso de las aguas a lo largo de las vertientes, además, por efecto de las precipitaciones nevosas, que se verifican en las mayores altitudes, se puede notar la influencia del régimen de las nieves, que alcanza su máximo en primavera y verano. La importancia de dicha influencia se acrecenta al aumentar las áreas alimentadoras situadas más arriba de los 4.500 + 5.000 metros.

El diagrama muestra las curvas de las áreas alimentadoras superiores a las altitudes de referimiento para las distintas cuencas del Copiapó.

A continuación se indica el porcentaje de las áreas sujetas a precipitaciones nevosas (altitudes de 4.500 metros) respecto a las superficies totales de las cuencas según las curvas antedichas:

Río Manflas	150 sobre 1.190 Km ² , igual al 12,6%
Río Pulido	430 sobre 2.120 Km ² , igual al 20,2%
Río Jorquera	1.100 sobre 4.100 Km ² , igual al 26,8%
Quebrada Paipote	300 sobre 6.600 Km ² , igual al 4,55%

Los diagramas de los cuadales de los primeros tres ríos indican de manera muy evidente la influencia que tiene el régimen nevoso sobre los deflujos de los Ríos Manflas y Pulido. En el caso del Río Jorquera, no aparecen las análogas crecidas de los deflujos en primavera y en verano, y puede ser que ésto sea debido al mayor efecto regularizador llevado a cabo por la amplitud de la cuenca, así como a la entidad de las utilizaciones regadizas y al sifonamiento de la estación limnimétrica de que ya hemos hablado.

CUADRO -1-
ESTACION PLUVIOMETRICA
COPIAPO

SUMAS MENSUALES EN mm.

LAT. 27° 21' S

LONG. 70° 21' W

ALT. 380 m.

	A N O						
	1903	1904	1905	1906	1907	1908	1909
ENERO	-	-	-	-	-	-	-
FEBRERO	-	-	-	-	-	-	-
MARZO	-	-	-	-	-	-	-
ABRIL	-	-	0	-	-	-	-
MAYO	7	1	6	2	5	2	4
JUNIO	21	4	-	4	-	-	18
JULIO	12	37	32	-	-	-	-
AGOSTO	-	4	13	-	-	-	-
SEPTIEMBRE	-	-	-	-	-	-	-
OCTUBRE	-	4	-	-	-	-	-
NOVIEMBRE	-	-	-	-	-	-	-
DICIEMBRE	-	-	-	-	-	-	-
SUMA ANUALE	40	50	51	6	5	2	22

	A N O						
	1910	1911	1912	1913	1914.	1915	1916
ENERO	-	-	-	-	-	-	-
FEBRERO	-	-	-	-	-	-	-
MARZO	-	-	-	-	-	-	-
ABRIL	-	-	-	-	0	-	-
MAYO	-	11	9	-	-	-	1
JUNIO	-	0	-	-	25	3	-
JULIO	-	2	-	-	1	-	-
AGOSTO	-	-	0	0	0	5	2
SEPTIEMBRE	-	-	0	-	1	-	0
OCTUBRE	0	-	0	-	0	-	0
NOVIEMBRE	-	-	0	-	-	-	0
DICIEMBRE	-	-	-	-	-	-	-
SUMA ANUALE	0	13	9	0	27	8	3

ESTACION PLUVIOMETRICA

COPIAPO

SUMAS MENSUALES EN mm.

LAT. 27° 21'S

LONG. 70° 21'W

ALT. 380 m.

	A N O						
	1917	1918	1919	1920	1921	1922	1923
ENERO		-	-	-	-	-	-
FEBRERO		-	-	-	-	-	-
MARZO	-	-	-	-	-	-	-
ABRIL	0	-	-	-	-	-	-
MAYO	1	21	15	-	10	-	-
JUNIO	-	-	35	-	-	8	-
JULIO	1	-	0	2	-	-	15
AGOSTO	-	-	-	-	8	22	-
SEPTIEMBRE	-	-	-	-	-	-	-
OCTUBRE		-	-	4	-	-	-
NOVIEMBRE		-	-	-	0	-	-
DICIEMBRE		-	-	-	-	-	-
<u>SUMA ANUALE</u>	2	21	50	6	18	30	15

	A N O						
	1924	1925	1926	1927	1928	1929	1930
ENERO	-	-	-	-	-	-	-
FEBRERO	-	-	-	-	-	-	-
MARZO	-	-	-	-	-	-	0
ABRIL	-	-	-	-	-	-	-
MAYO	-	-	-	-	3	16	-
JUNIO	-	-	36	75	1	62	-
JULIO	-	5	7	20	38	5	10
AGOSTO	0	0	-	-	3	0	62
SEPTIEMBRE	-	-	-	-	-	-	1
OCTUBRE	-	2	-	-	-	2	-
NOVIEMBRE	-	-	-	-	-	-	-
DICIEMBRE	-	-	-	-	-	-	-
<u>SUMA ANUALE</u>	0	7	43	95	45	85	73

ESTACION PLUVIOMETRICA

COPIAPO

SUMAS MENSUALES EN mm.

LAT. 27° 21'S

LONG. 70° 21'W

ALT. 380 m.

	A N O						
	1931	1932	1933	1934	1935	1936	1937
ENERO	-	-	-	-	-	-	-
FEBRERO	-	-	-	-	-	-	-
MARZO	-	-	-	-	-	-	-
ABRIL	20	-	-	-	-	-	-
MAYO	1	-	-	24	-	1	-
JUNIO	-	37	-	-	-	-	-
JULIO	-	8	-	2	10	24	-
AGOSTO	0,3	-	-	-	8	-	0,4
SEPTIEMBRE	-	-	-	-	-	-	12
OCTUBRE	-	-	-	-	16	-	-
NOVIEMBRE	10	-	-	-	-	-	-
DICIEMBRE	-	-	-	-	-	-	-
<u>SUMA ANUALE</u>	31,3	45	-	26	34	25	12,4

	A N O						
	1938	1939	1940	1941	1942	1943	1944
ENERO	-	5	-	-	-	-	-
FEBRERO	-	-	-	-	-	-	1,0
MARZO	0,2	-	-	-	-	-	-
ABRIL	-	-	-	-	0,1	-	2,5
MAYO	0,2	-	-	3	4	-	3,1
JUNIO	-	-	51	-	47	33	15,8
JULIO	10	2	14	8	-	1	0,6
AGOSTO	62	-	8	8	-	-	-
SEPTIEMBRE	1	-	-	-	-	-	-
OCTUBRE	-	20	-	-	-	-	0,5
NOVIEMBRE	-	-	-	-	-	-	0
DICIEMBRE	-	-	-	-	-	-	-
<u>SUMA ANUALE</u>	73,4	27	73	19	51,1	34	23,5

CUADRO-1C-
ESTACION PLUVIOMETRICA
COPIAPO

SUMAS MENSUALES EN mm.

LAT. 27° 21'S

LONG. 70° 21'W

ALT. 380 m.

	A N O						
	1945	1946	1947	1948	1949	1950	1951
ENERO	-	-	-	-	-	-	-
FEBRERO	-	-	-	-	-	-	-
MARZO	-	-	-	0	-	-	-
ABRIL	-	-	-	-	-	-	0,2
MAYO	-	32,4	-	5,9	-	15,0	-
JUNIO	-	0,4	-	0,0	8,1	1,5	-
JULIO	-	-	1,5	0,6	-	-	-
AGOSTO	-	-	-	0,0	34,5	-	0,2
SEPTIEMBRE	-	-	-	-	-	-	0,0
OCTUBRE	-	-	-	0,0	-	-	-
NOVIEMBRE	-	-	-	-	-	-	-
DICIEMBRE	-	-	-	-	-	-	-
<u>SUMA ANUALE</u>	-	32,8	1,5	6,5	42,6	16,5	0,4

	A N O						
	1952	1953	1954	1955	1956	1957	
ENERO	-	-	-	-	-	-	
FEBRERO	-	-	-	-	-	-	
MARZO	-	-	-	-	-	-	
ABRIL	-	-	0,0	-	-	-	
MAYO	-	-	-	0,5	-	-	
JUNIO	17,5	7,7	-	-	-	-	
JULIO	0,0	0,0	17,0	5,0	-	0,5	
AGOSTO	7,9	13,0	0,0	-	-	-	
SEPTIEMBRE	2,4	-	0,0	-	3,0	-	
OCTUBRE	-	0,5	-	-	-	-	
NOVIEMBRE	-	-	-	-	-	-	
DICIEMBRE	-	-	-	-	-	-	
<u>SUMA ANUALE</u>	27,8	21,2	17,0	5,5	3,0	0,5	

CUADRO-2-
ESTACION PLUVIOMETRICA
LOS LOROS

SUMAS MENSUALES EN mm.

LAT. 27° 51'

	A N O						
	1932	1933	1934	1935	1936	1937	1938
ENERO	-	-	-	-	-	-	-
FEBRERO	-	0	-	-	-	-	-
MARZO	-	-	-	-	-	-	-
ABRIL	-	-	-	-	-	-	-
MAYO	-	10	86	-	-	-	49
JUNIO	-	-	-	-	-	-	-
JULIO	-	1	5	4	38	-	-
AGOSTO	10	-	2	2	-	-	-
SEPTIEMBRE	-	-	-	-	-	28	-
OCTUBRE	-	-	-	12	-	-	-
NOVIEMBRE	-	-	-	-	-	-	-
DICIEMBRE	-	-	-	-	-	-	-
SUMA ANUALE	10	11	93	18	38	28	49

	A N O						
	1939	1940	1941	1942	1943	1944	1945
ENERO	-	-	-	-	-	-	-
FEBRERO	-	-	-	-	-	3,0	-
MARZO	-	-	-	-	-	-	-
ABRIL	-	-	15	-	-	36,4	-
MAYO	7	-	31	0	-	-	-
JUNIO	-	68	4	61	41	46,6	-
JULIO	10	11	40	3	7	-	-
AGOSTO	-	28	18	2	-	-	-
SEPTIEMBRE	-	-	-	4	-	-	-
OCTUBRE	35	-	-	3	-	1,6	-
NOVIEMBRE	-	-	-	-	-	-	-
DICIEMBRE	-	-	-	-	-	-	-
SUMA ANUALE	52	107	108	73	48	87,6	-

ESTACION PLUVIOMETRICA

LOS LOROS

SUMAS MENSUALES EN mm.

LAT. 27° 51'

	ANO						
	1946	1947	1948	1949	1950	1951	1952
ENERO	-	-	-	-	-	-	-
FEBRERO	-	-	-	-	-	-	0,0
MARZO	-	-	-	-	-	-	-
ABRIL	-	-	-	-	-	0,0	-
MAYO	40,0	-	10,5	-	21,0	-	-
JUNIO	-	-	-	4,9	6,0	-	43,0
JULIO	-	1,8	9,5	-	-	-	1,0
AGOSTO	-	-	6,0	46,0	-	0,0	15,0
SEPTIEMBRE	-	-	-	-	-	0,0	23,0
OCTUBRE	-	-	0,0	-	-	-	-
NOVIEMBRE	-	-	-	-	-	-	-
DICIEMBRE	-	-	-	-	-	-	-
SUMA ANUALE	40,0	1,8	26,0	50,9	27,0	0,0	82,0

	ANO						
	1953	1954	1955	1956	1957		
ENERO	-	-	-	-	-		
FEBRERO	-	-	-	-	-		
MARZO	-	-	-	-	-		
ABRIL	-	-	-	-	-		
MAYO	-	-	-	-	7,0		
JUNIO	-	-	-	-	-		
JULIO	-	-	0,0	-	-		
AGOSTO	20,0	-	-	-	-		
SEPTIEMBRE	-	-	-	11,0	-		
OCTUBRE	-	-	-	-	-		
NOVIEMBRE	-	-	-	-	-		
DICIEMBRE	-	-	-	-	-		
SUMA ANUALE	20,0		0,0	11,0	7,0		

ESTACION PLUVIOMETRICA

EMBALSE LAUTARO

SUMAS MENSUALES EN mm.

LAT. 27° 59'

	A			N	O		
	1930	1931	1932	1933	1934	1935	1936
ENERO	—	—	—	—	—	—	—
FEBRERO	—	—	—	0.9	—	—	—
MARZO	—	—	—	—	8.8	—	—
ABRIL	—	33.	3.4	—	—	—	—
MAYO	0.7	—	—	0.8	24.9	—	—
JUNIO	—	—	30.	—	—	—	—
JULIO	42.	—	0.4	0.3	—	—	39.
AGOSTO	99.2	0.9	2.5	—	—	13.	—
SEPTIEMBRE	5.7	—	—	0.2	—	—	—
OCTUBRE	—	0.8	—	—	—	—	—
NOVIEMBRE	—	7.7	—	—	—	—	—
DICIEMBRE	—	—	—	—	—	—	—
SUMA ANUALE	147.6	42.0	36.3	2.2	33.7	13.0	39.0

	A			N	O		
	1937	1938	1939	1940	1942	1943	1944
ENERO	—	—	—	—	—	—	3.0
FEBRERO	—	—	—	—	—	—	3.0
MARZO	—	60.0	—	—	—	—	—
ABRIL	—	—	—	—	—	—	39.0
MAYO	2.5	36.0	5.0	—	10.0	—	1.1
JUNIO	—	—	—	34.0	31.0	49.0	22.7
JULIO	—	—	5.5	7.0	3.0	12.0	—
AGOSTO	—	—	—	40.0	2.0	—	—
SEPTIEMBRE	31.0	—	—	—	5.0	5.0	—
OCTUBRE	—	—	—	—	—	1.0	0.5
NOVIEMBRE	—	—	—	—	—	—	—
DICIEMBRE	—	—	—	—	—	—	—
SUMA ANUALE	33.5	96.0	10.5	81.0	51.0	67.0	69.3

ESTACION PLUVIOMETRICA

EMBALSE LAUTARO

SUMAS MENSUALES EN mm.

LAT. 27° 59'

	A N O						
	1945	1946	1947	1948	1949	1950	1951
ENERO	-	-	-	-	-	-	-
FEBRERO	-	-	-	-	-	-	-
MARZO	-	-	-	-	-	-	-
ABRIL	-	-	-	-	-	-	0.6
MAYO	-	28.0	-	15.9	-	17.3	-
JUNIO	-	-	-	-	2.4	6.2	-
JULIO	-	-	13.0	13.3	17.0	-	-
AGOSTO	-	-	1.7	0.6	45.8	-	0.5
SEPTIEMBRE	-	-	-	-	-	-	-
OCTUBRE	-	-	-	-	-	-	-
NOVIEMBRE	0.4	-	-	-	-	-	-
DICIEMBRE	-	-	-	-	-	-	-
SUMA ANUALE	0.4	28.0	14.7	29.8	65.2	23.5	1.1

	A N O						
	1952	1953	1954	1955	1956	1957	1958
ENERO	-	-	-	-	-	-	-
FEBRERO	0.1	-	5.0	-	-	-	-
MARZO	-	-	-	-	-	-	-
ABRIL	-	-	1.0	-	-	-	-
MAYO	-	-	-	3.5	-	15.0	-
JUNIO	40.0	50.0	-	-	-	1.0	-
JULIO	1.0	-	19.0	0.0	-	1.0	1.0
AGOSTO	8.0	20.0	-	-	-	-	2.5
SEPTIEMBRE	15.5	-	-	-	0.4	-	5.0
OCTUBRE	-	-	-	-	-	-	-
NOVIEMBRE	-	-	-	-	-	-	-
DICIEMBRE	-	-	-	-	-	-	-
SUMA ANUALE	64.6	70.5	25.0	3.5	0.4	17.0	8.5

ESTACION PLUVIOMETRICA

EMBALSE LAUTARO

SUMAS MENSUALES EN mm.

LAT. 27°59'

		A N O					
	1959						
ENERO	-						
FEBRERO	-						
MARZO	-						
ABRIL	15.0						
MAYO	-						
JUNIO	-						
JULIO	-						
AGOSTO	-						
SEPTIEMBRE	-						
OCTUBRE	-						
NOVIEMBRE	-						
DICIEMBRE	-						
SUMA ANUALE	15.0						

		A N O					
ENERO							
FEBRERO							
MARZO							
ABRIL							
MAYO							
JUNIO							
JULIO							
AGOSTO							
SEPTIEMBRE							
OCTUBRE							
NOVIEMBRE							
DICIEMBRE							
SUMA ANUALE							

ESTACION PLUVIOMETRICA

LAGUNA DEL NEGRO FRANCISCO

SUMAS MENSUALES EN mm.

LAT. 27°29'

	A			N	O		
	1942	1943	1944	1945			
ENERO	-	10.6	44.5	-			
FEBRERO	-	14.0	60.2	-			
MARZO	-	1.5	-	-			
ABRIL	-	-	8.2	-			
MAYO	-	0.5 G	6.0	10.1			
JUNIO	-	60.1	26.0	-			
JULIO	-	14.0	11.2	-			
AGOSTO	-	4.5	-	-			
SEPTIEMBRE	4.5	-	-	-			
OCTUBRE	0.5	-	-	-			
NOVIEMBRE	-	-	-	-			
DICIEMBRE	-	-	-	-			
SUMA ANUALE	5.0	105.0	156.0	10.1			

	A			N	O		
ENERO							
FEBRERO							
MARZO							
ABRIL							
MAYO							
JUNIO							
JULIO							
AGOSTO							
SEPTIEMBRE							
OCTUBRE							
NOVIEMBRE							
DICIEMBRE							
SUMA ANUALE							

SUPERFICIE HOYA 7410 Km²
LAT 28°02' S
LONG 70°00' W

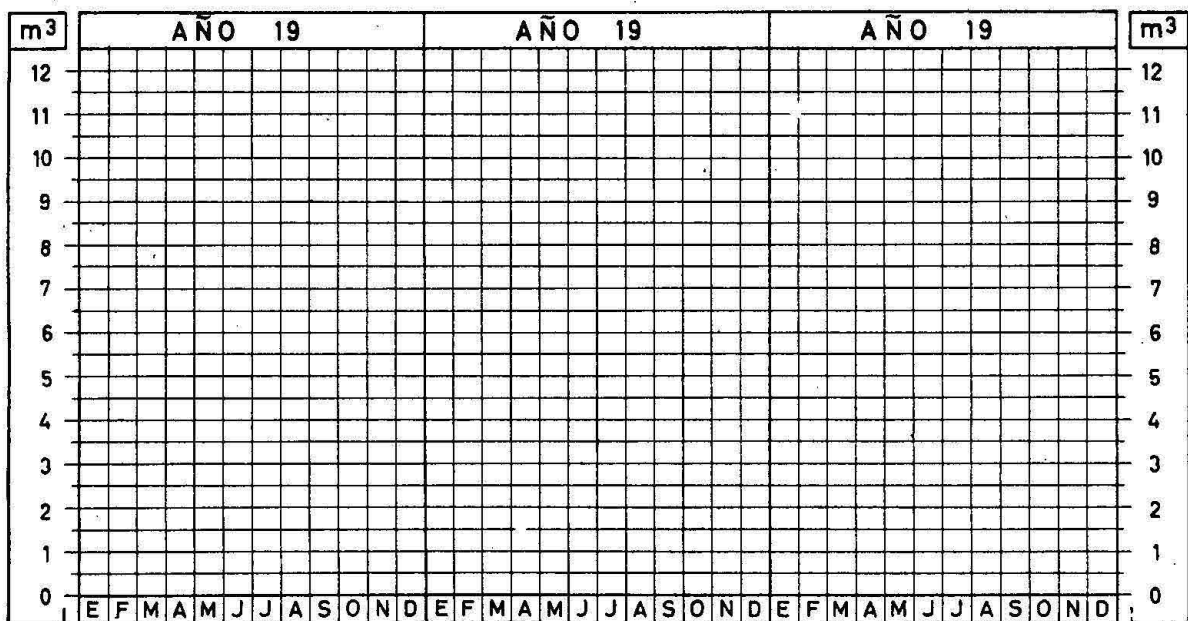
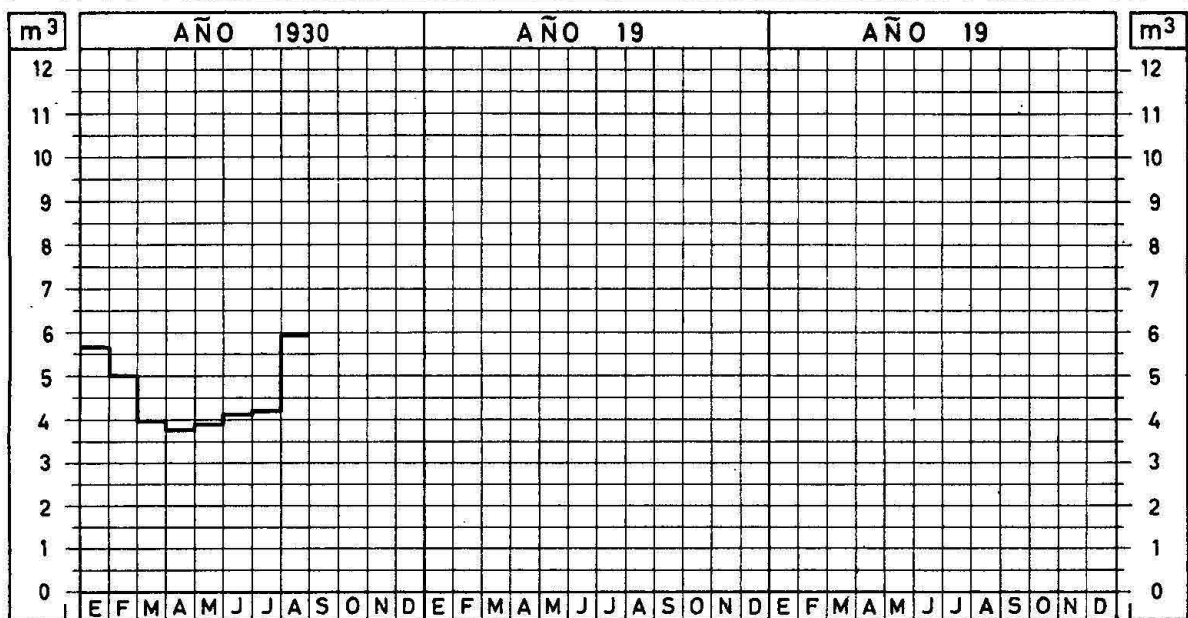
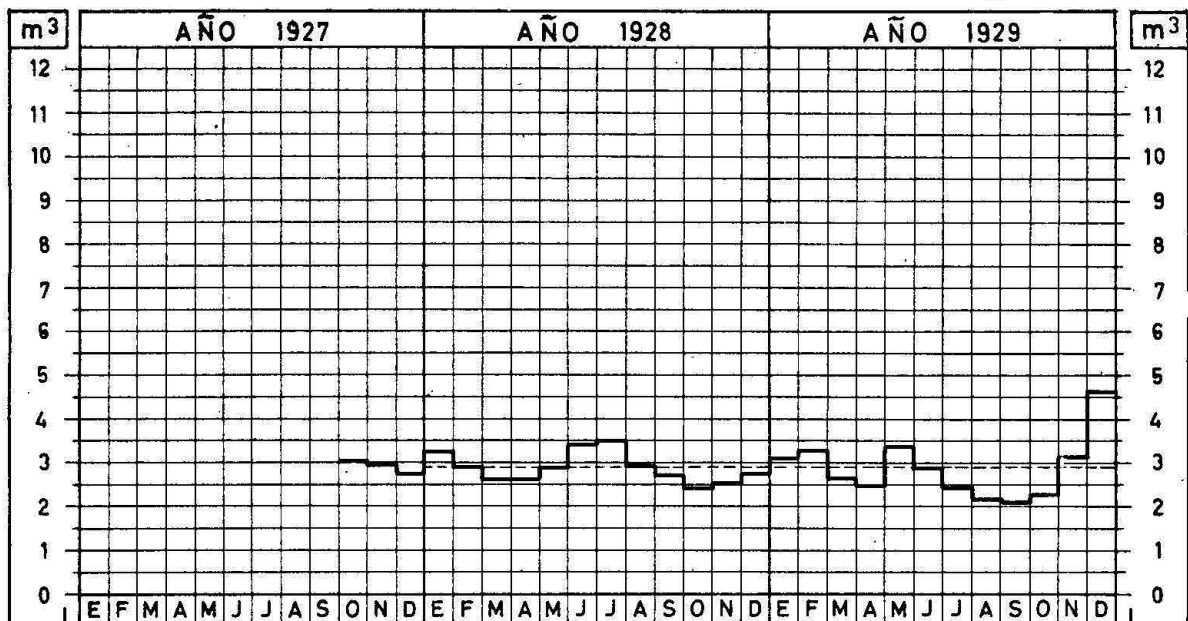
HOYA DEL RIO COPIAPO

ITALCONSULT

DIAGRAMA 1

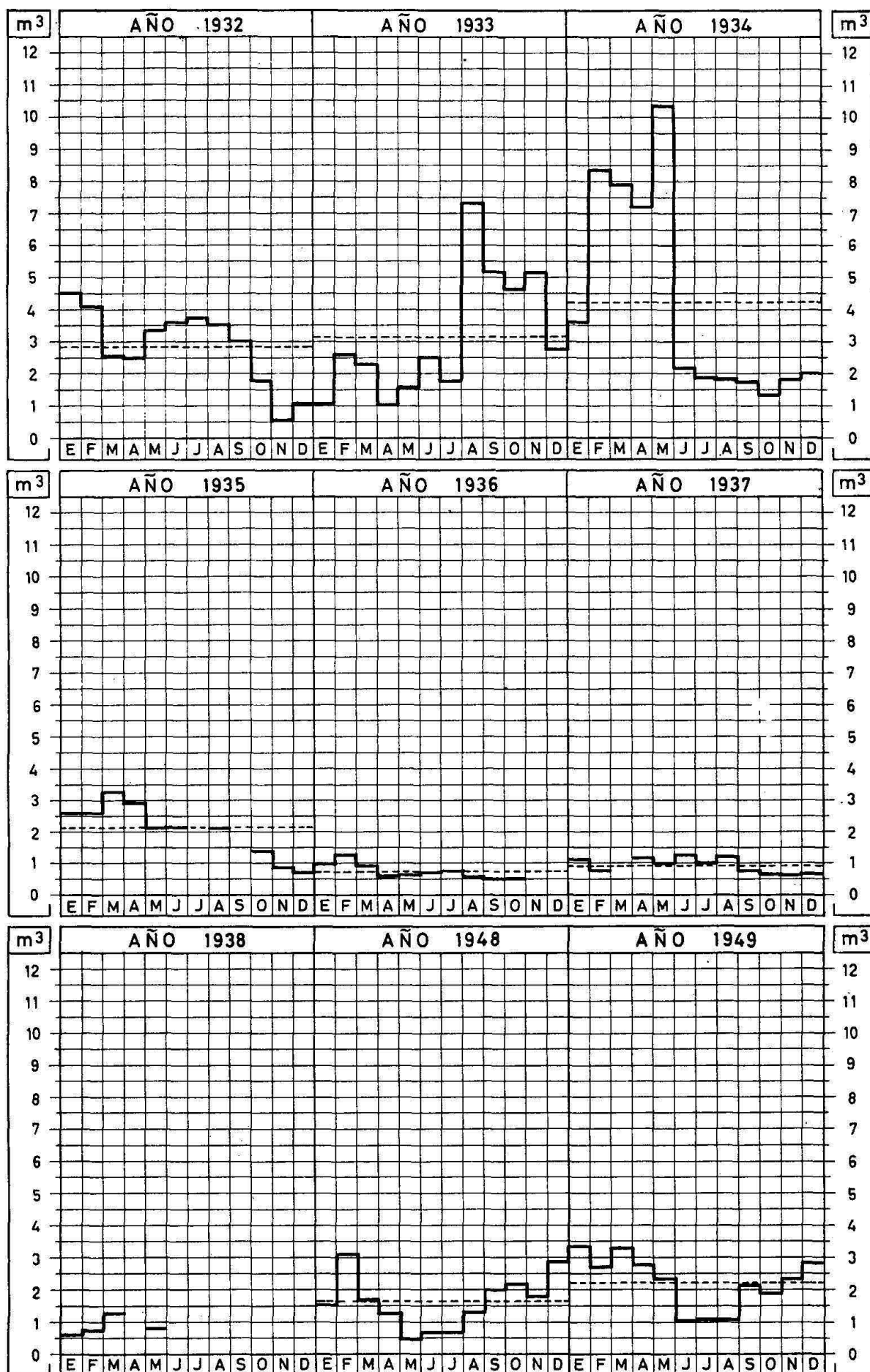
ESTACION LIMNIMETRICA COPIAPO EN HACIENDA LAS JUNTAS

GASTOS MEDIOS MENSUALES EN $\frac{m^3}{seg.}$



HOYA DEL RIO COPIAPO

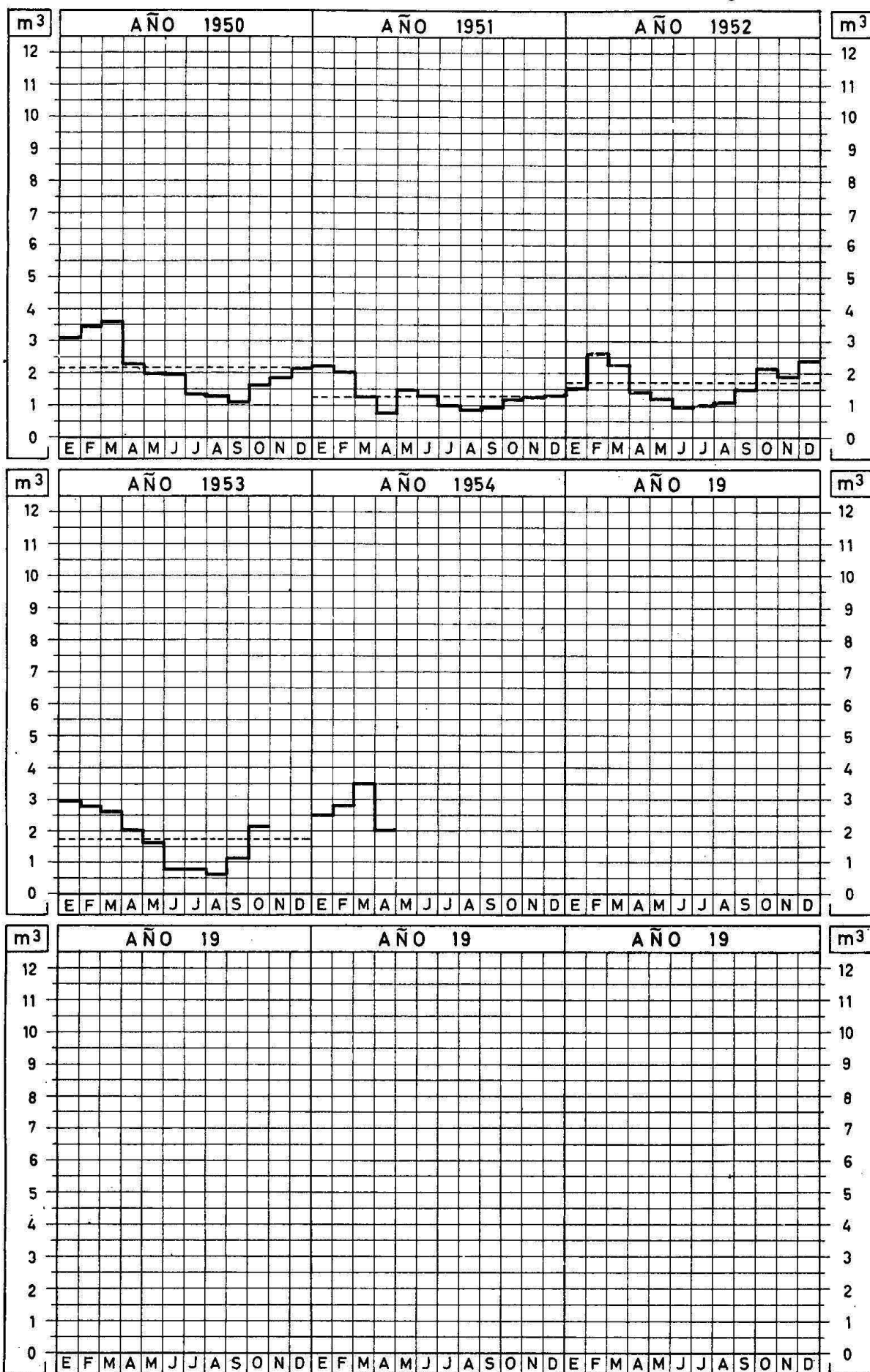
ESTACION LIMNIMETRICA RIO COPIAPO EN DGUE. TRANQUE LAUTARO

GASTOS MEDIOS MENSUALES EN $\frac{m^3}{seg.}$ 

HOYA DEL RIO COPIAPO

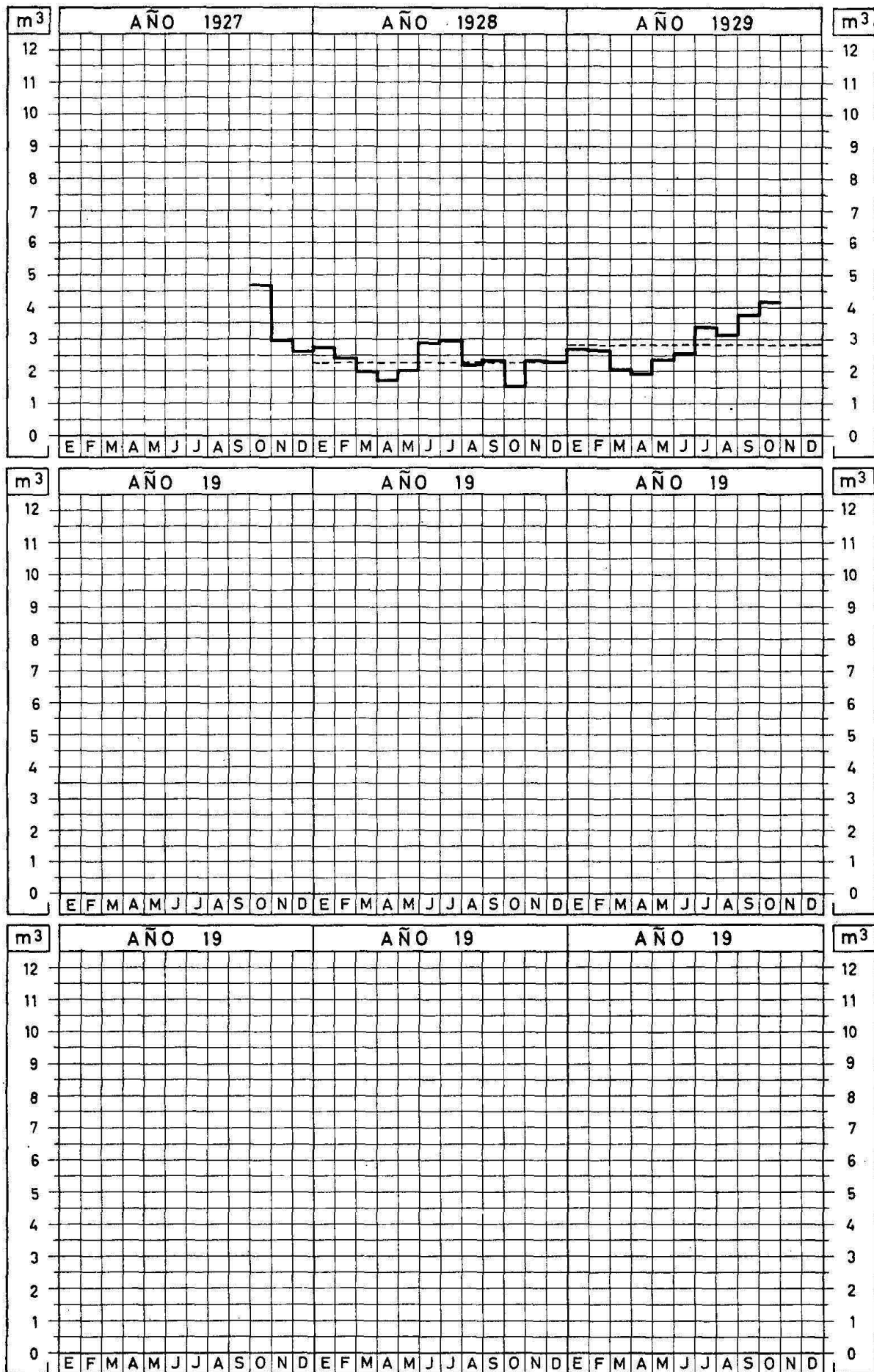
DIAGRAMA 2a

ESTACION LIMNIMETRICA RIO COPIAPO EN DGUE. TRANQUE LAUTARO

GASTOS MEDIOS MENSUALES EN $\frac{m^3}{seg.}$ 

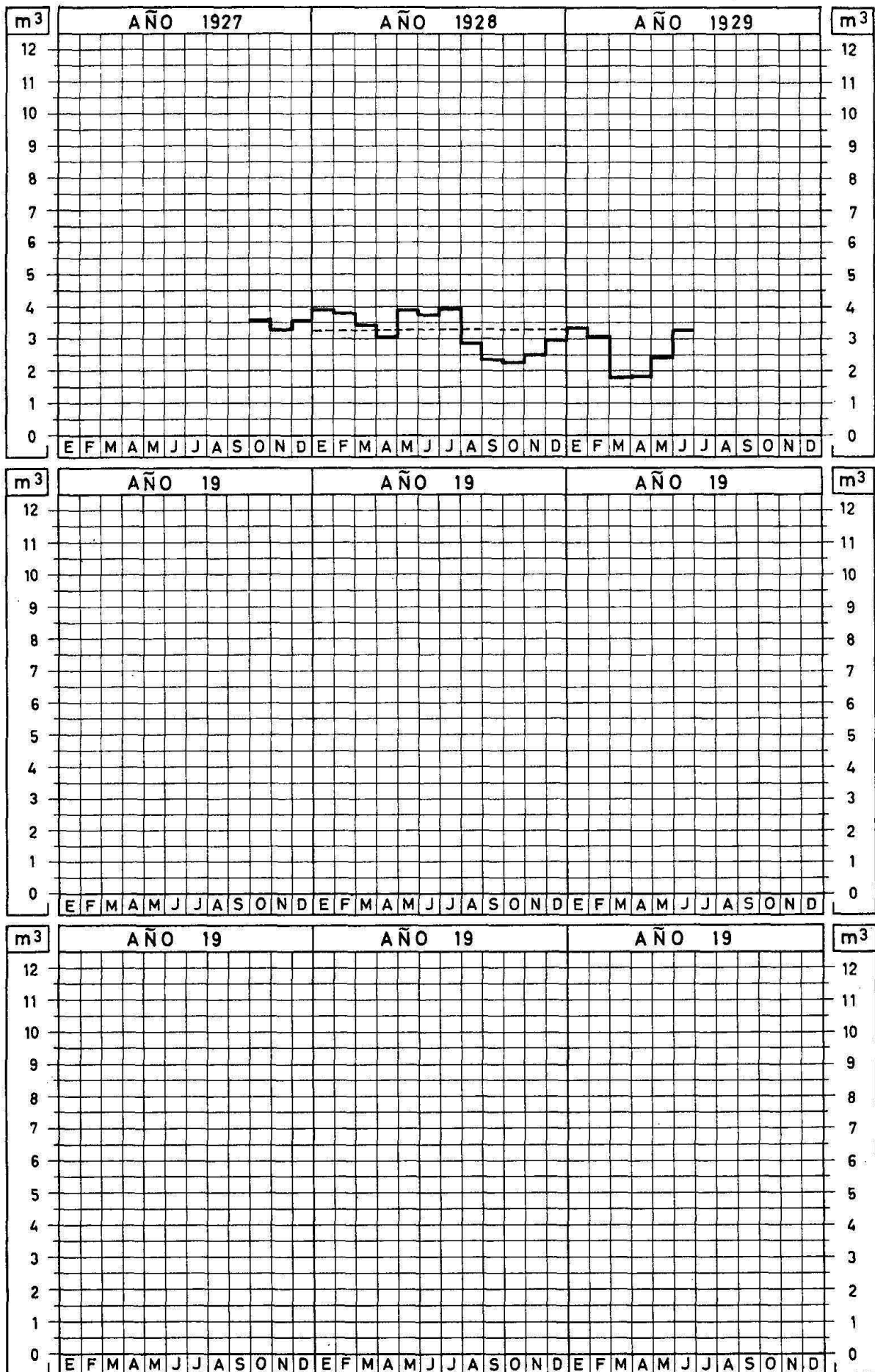
HOYA DEL RIO COPIAPO

ESTACION LIMNIMETRICA COPIAPO EN GOYO DIAZ

GASTOS MEDIOS MENSUALES EN $\frac{m^3}{seg.}$ 

HOYA DEL RIO COPIAPO

ESTACION LIMNIMETRICA COPIAPO EN SAN ANTONIO

GASTOS MEDIOS MENSUALES EN $\frac{m^3}{seg.}$ 

LAT: 27°49' S
LONG: 70° 08' W
ALT: 857 m

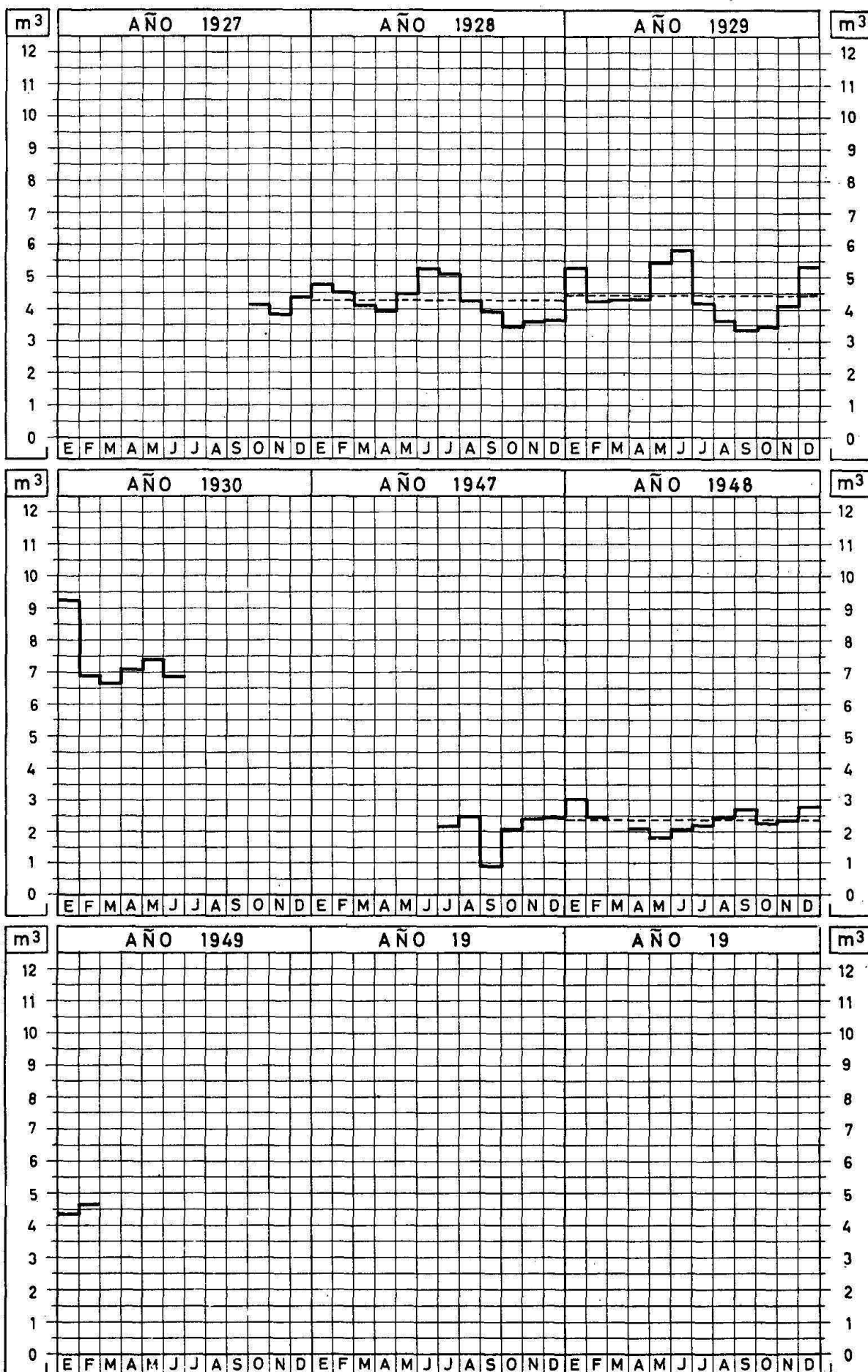
HOYA DEL RIO COPIAPO

ITALCONSULT

DIAGRAMA 5

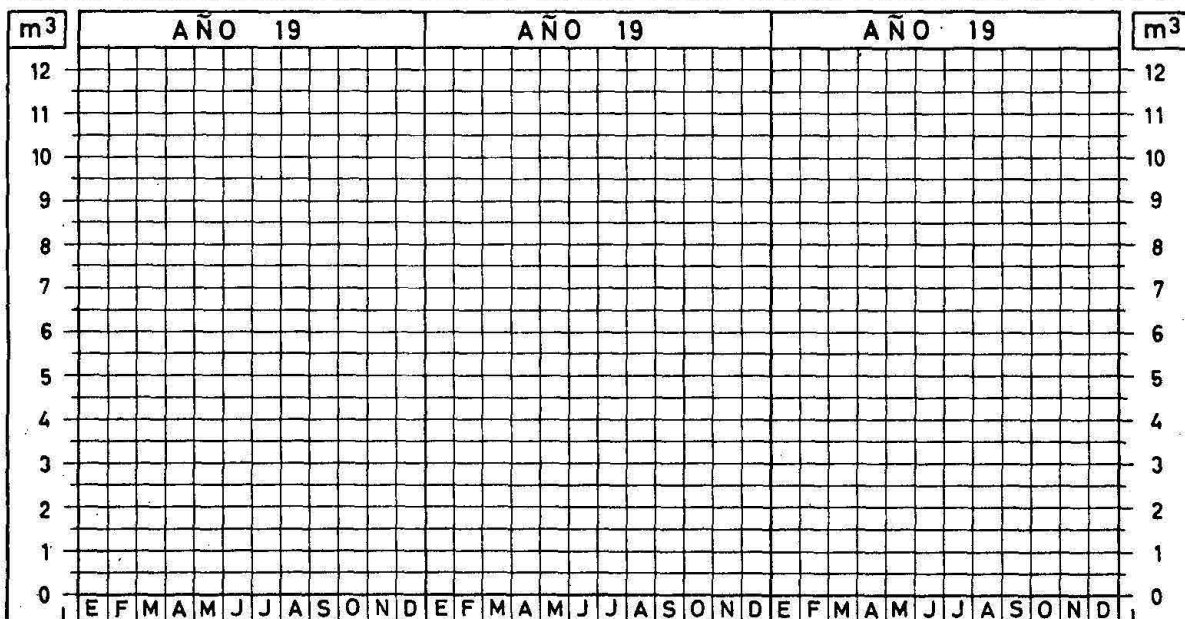
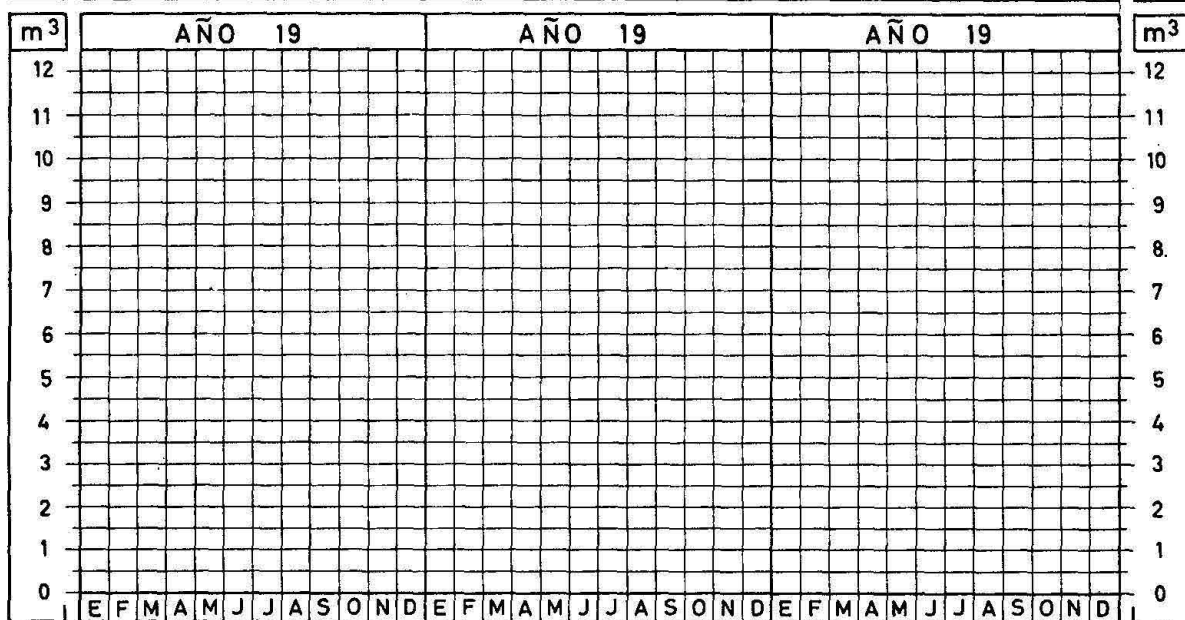
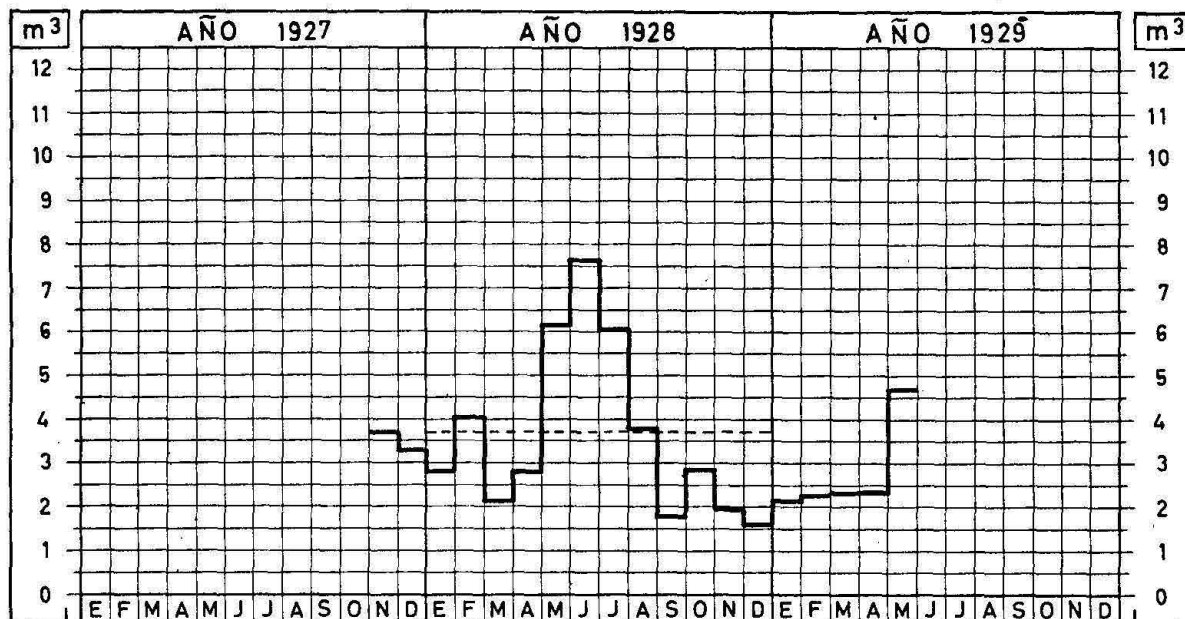
ESTACION LIMNIMETRICA COPIAPO EN LA PUERTA

GASTOS MEDIOS MENSUALES EN $\frac{m^3}{seg.}$



HOYA DEL RIO COPIAPO

ESTACION LIMNIMETRICA COPIAPO EN VILLA MARIA

GASTOS MEDIOS MENSUALES EN $\frac{m^3}{seg.}$ 

SUPERFICIE HOYA 8810 Km²

LAT: 27°41' S

LONG: 70°13' W

ALT: 684 m

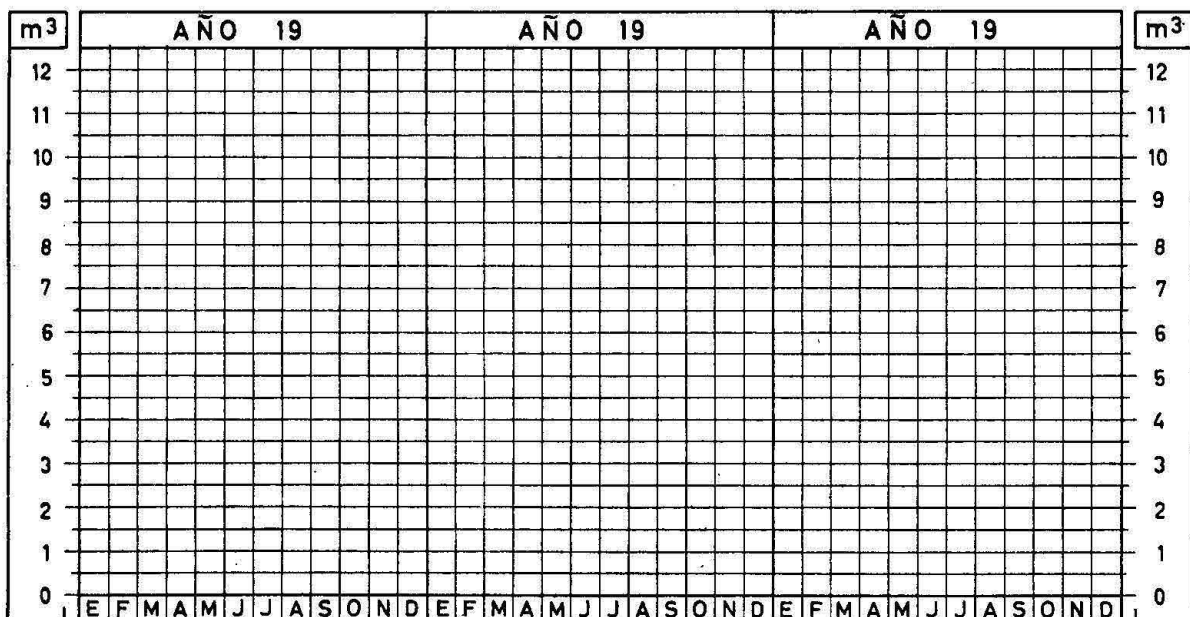
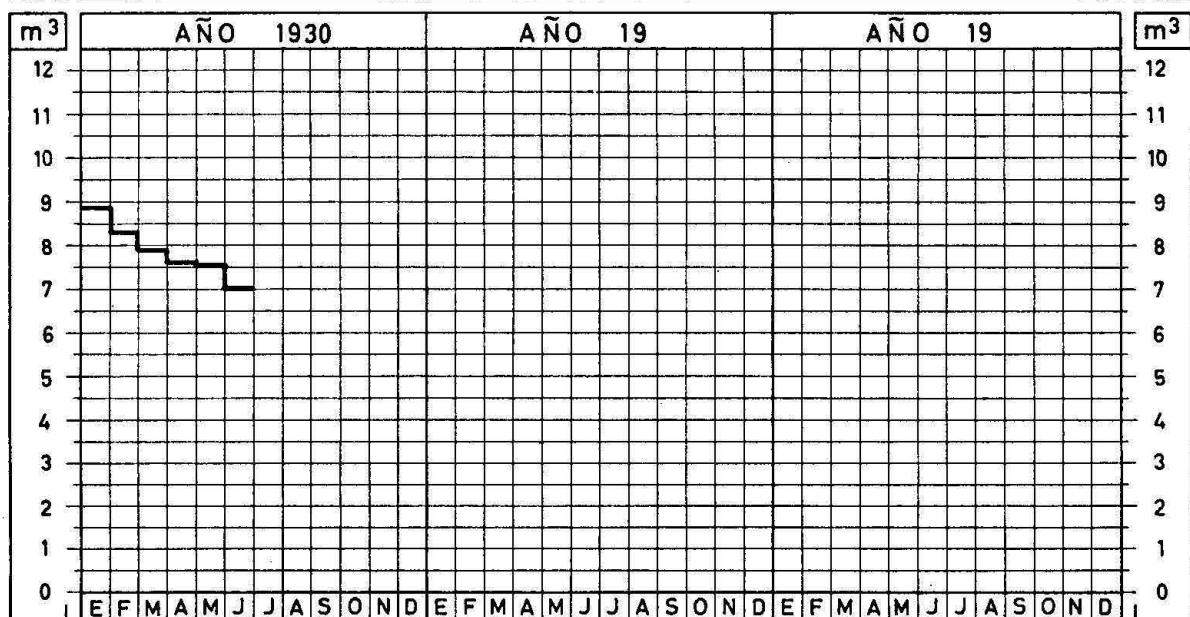
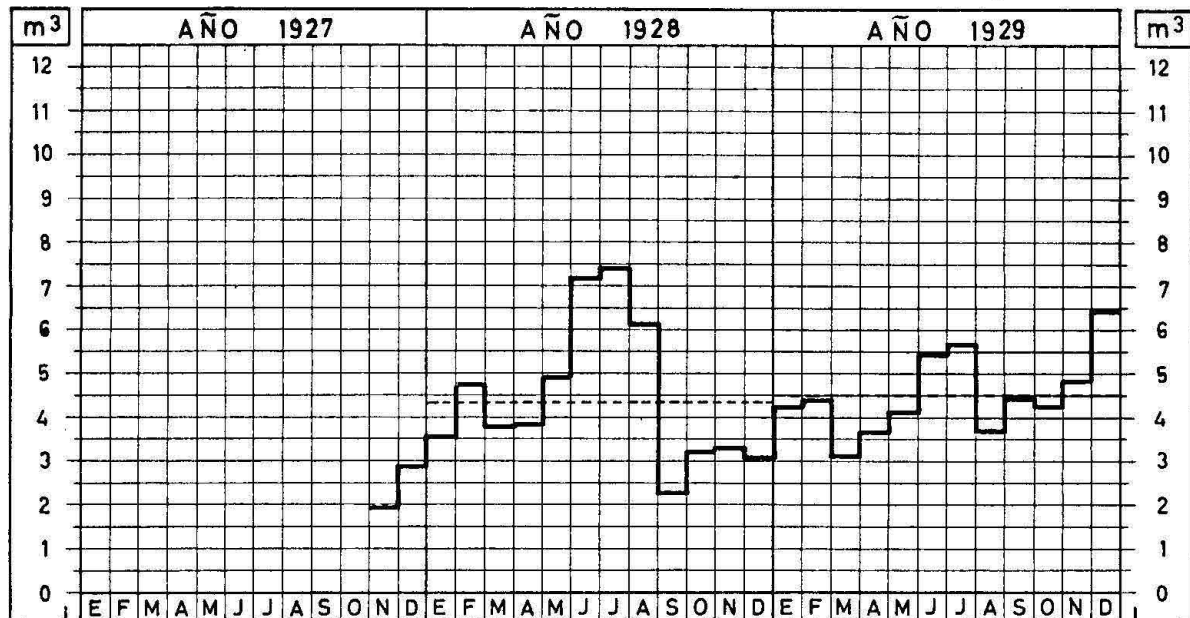
HOYA DEL RIO COPIAPO

ITALCONSULT

DIAGRAMA 7

ESTACION LIMNIMETRICA COPIAPO EN PABELLON

GASTOS MEDIOS MENSUALES EN $\frac{m^3}{seg.}$



LAT: 27° 37' S
LONG: 70° 17' W
ALT: 580 m

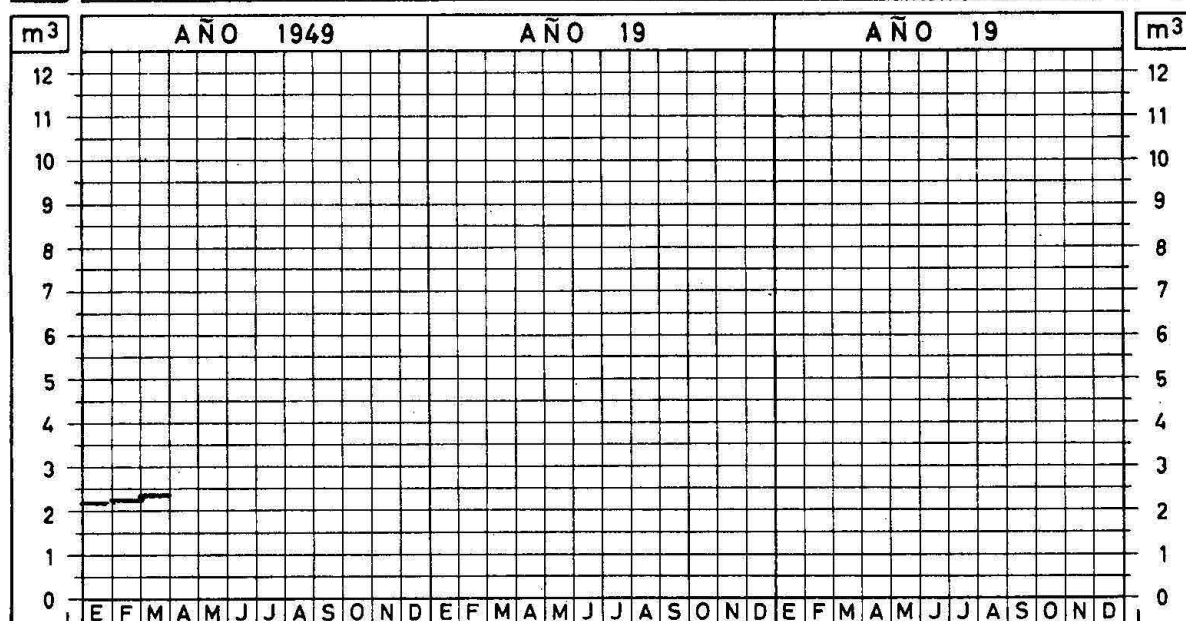
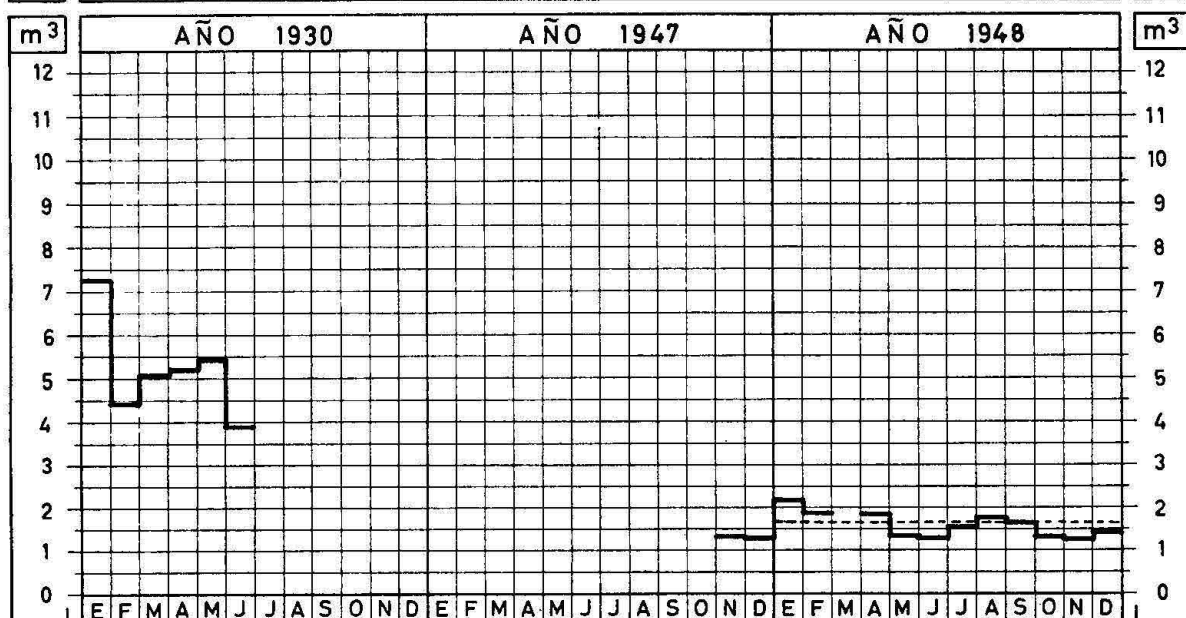
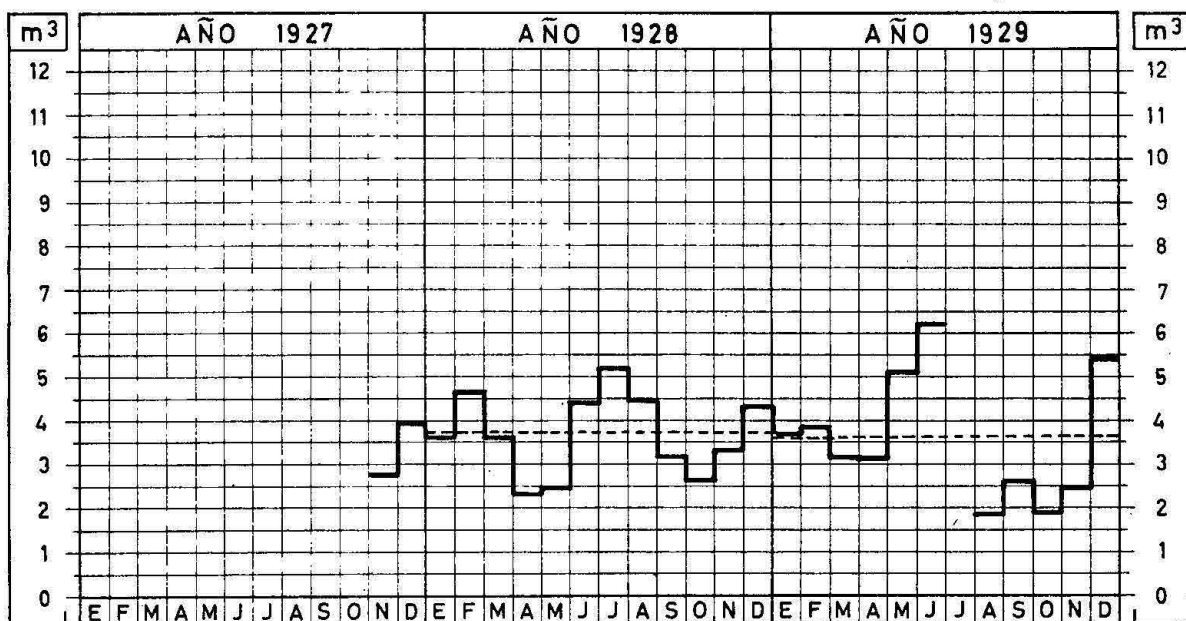
ITALCONSULT

DIAGRAMA 8

HOYA DEL RIO COPIAPO

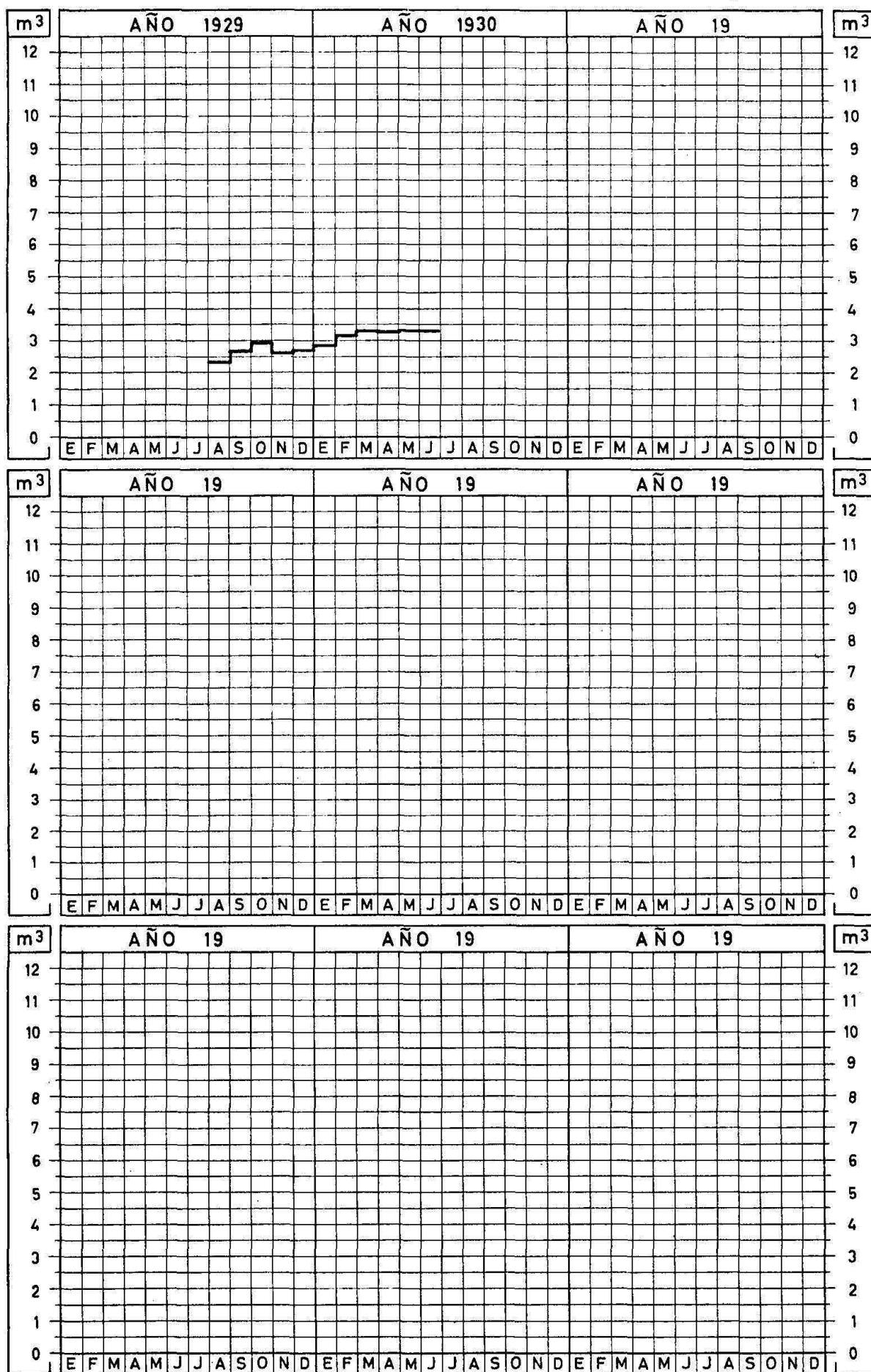
ESTACION LIMNIMETRICA COPIAPO EN MAL PASO

GASTOS MEDIOS MENSUALES EN $\frac{m^3}{seg.}$



HOYA DEL RIO COPIAPO

ESTACION LIMNIMETRICA COPIAPO EN LA FLORIDA

GASTOS MEDIOS MENSUALES EN $\frac{m^3}{seg.}$ 

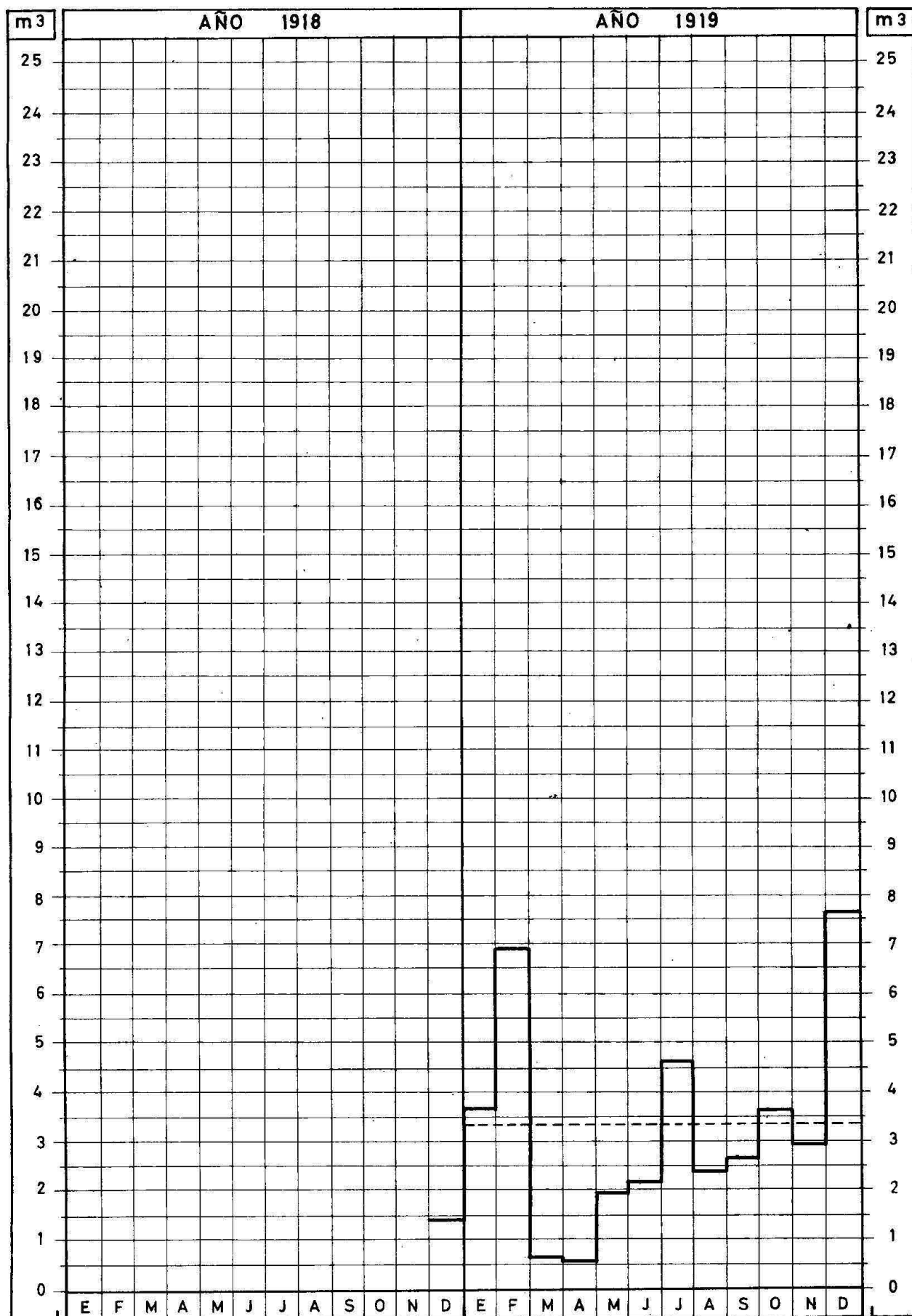
HOYA DEL RIO COPIAPO

ITALCONSULT

DIAGRAMA 10

ESTACION LIMNIMETRICA COPIAPO EN EL BOSQUE

GASTOS MEDIOS MENSUALES EN $\frac{m^3}{seg}$



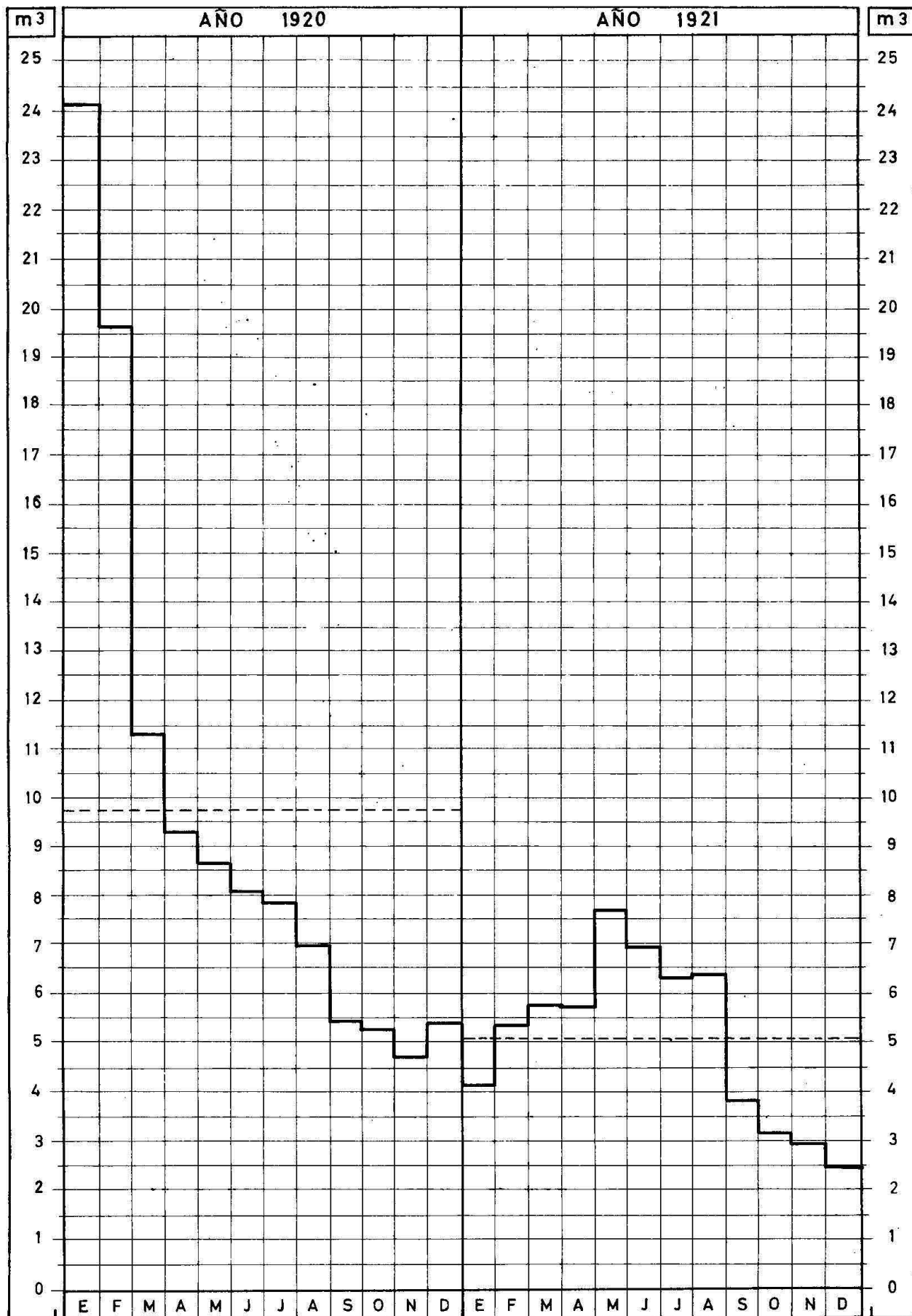
HOYA DEL RIO COPIAPO

ITALCONSULT

DIAGRAMA 10a

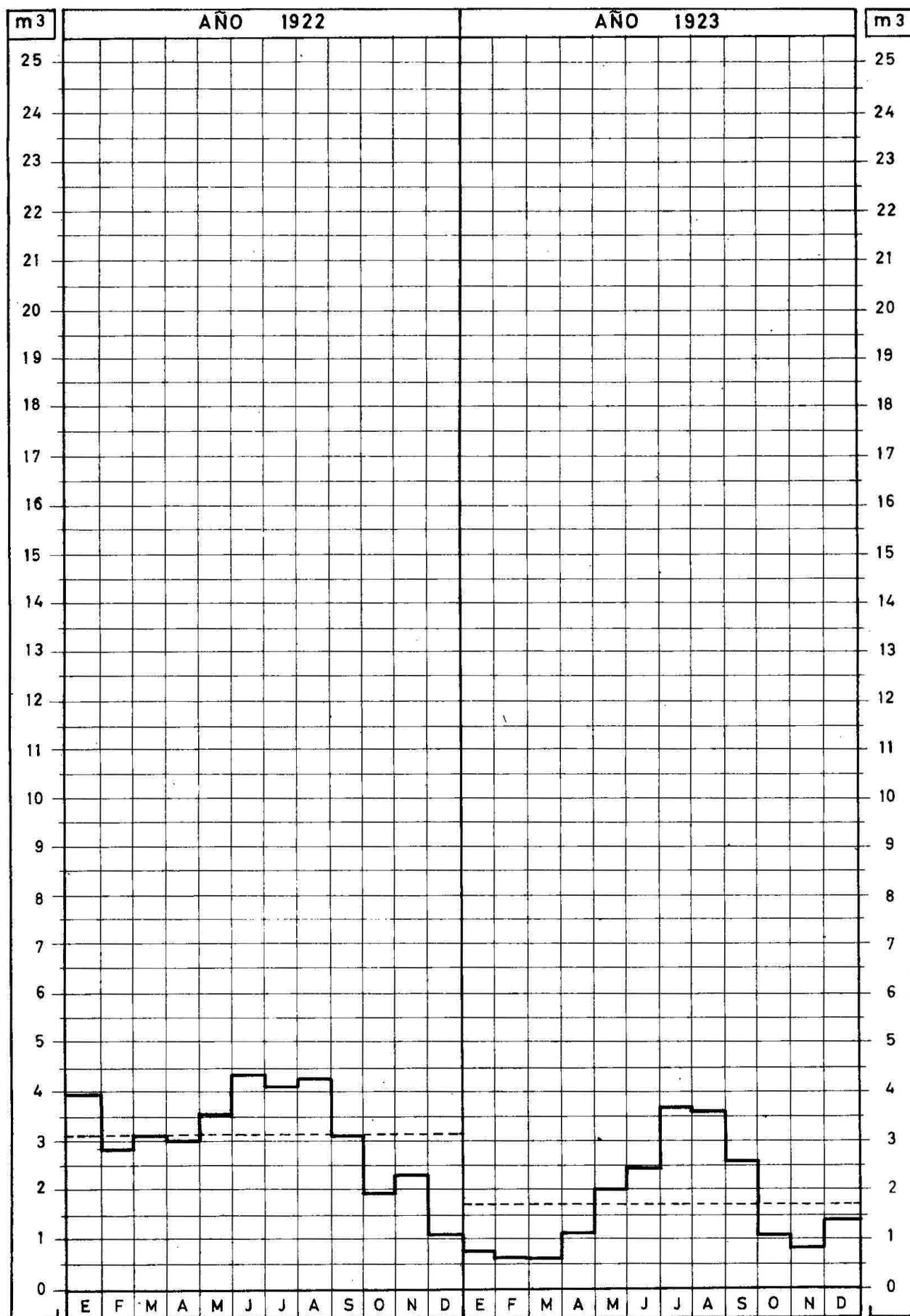
ESTACION LIMNIMETRICA COPIAPO EN EL BOSQUE

GASTOS MEDIOS MENSUALES EN $\frac{m^3}{seg}$



HOYA DEL RIO COPIAPO

ESTACION LIMNIMETRICA COPIAPO EN EL BOSQUE

GASTOS MEDIOS MENSUALES EN $\frac{m^3}{seg}$ 

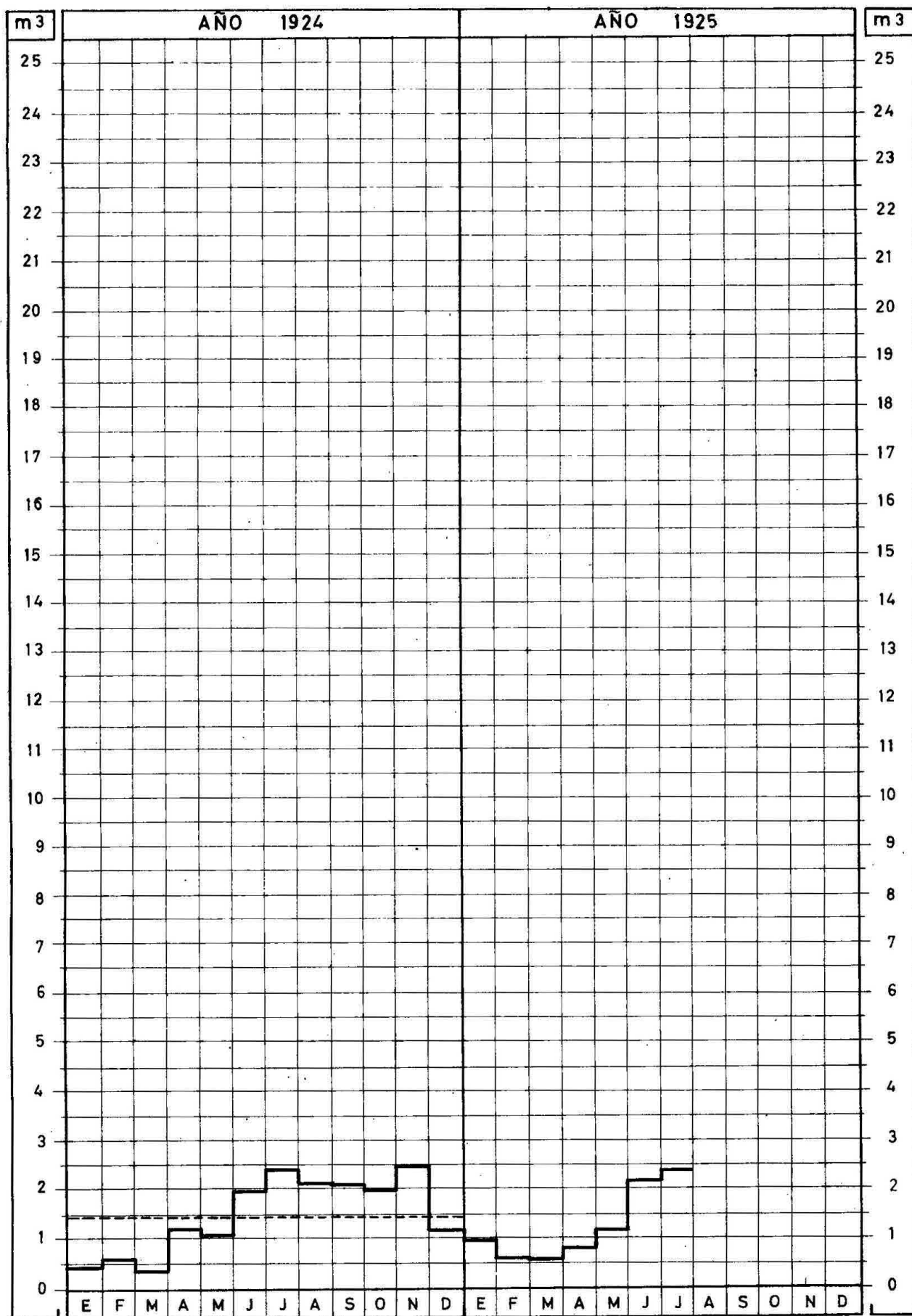
HOYA DEL RIO COPIAPO

ITALCONSULT

DIAGRAMA10c

ESTACION LIMNIMETRICA COPIAPO EN EL BOSQUE

GASTOS MEDIOS MENSUALES EN $\frac{m^3}{seg}$



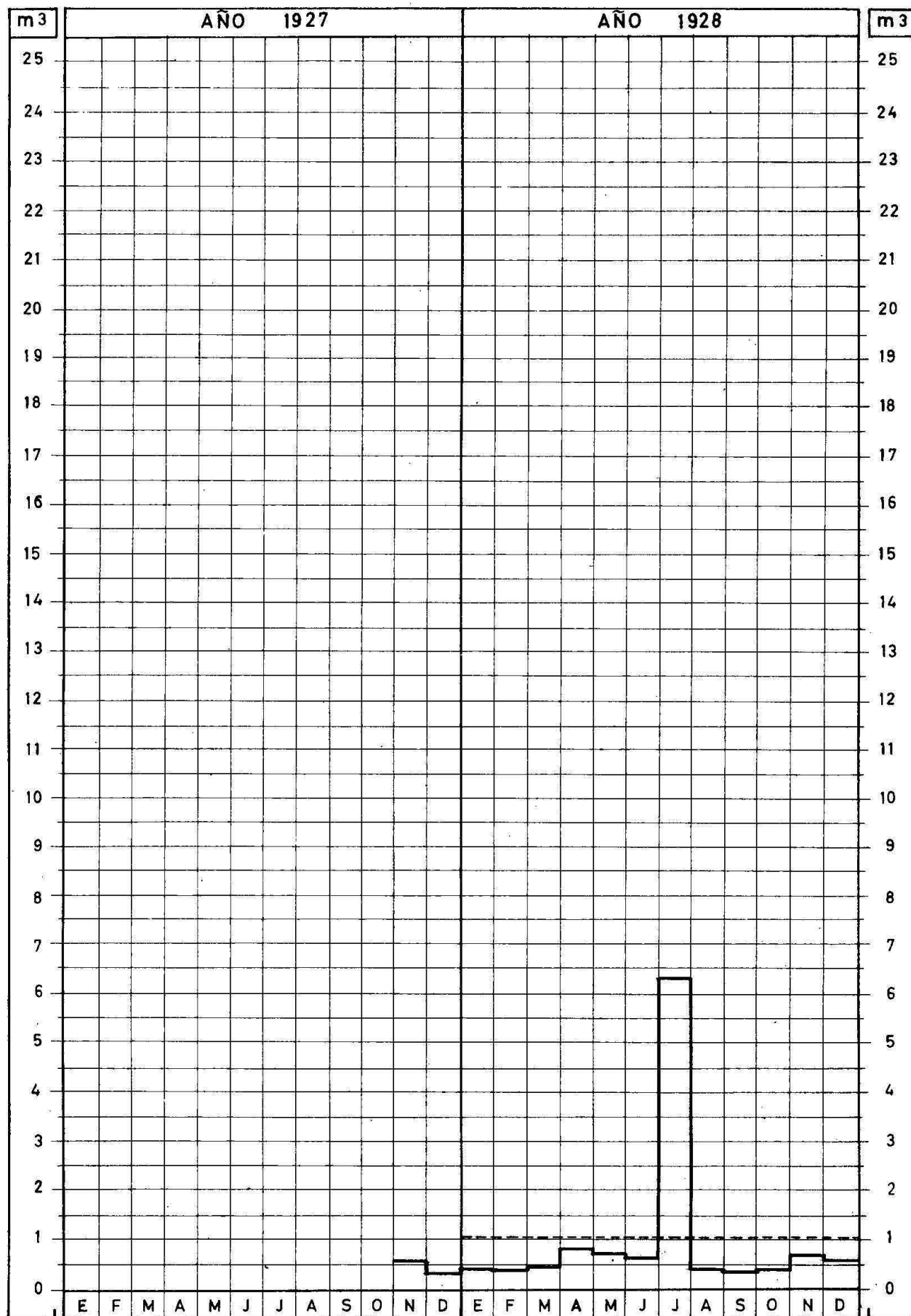
HOYA DEL RIO COPIAPO

ITALCONSULT

DIAGRAMA 10d

ESTACION LIMNIMETRICA COPIAPO EN EL BOSQUE

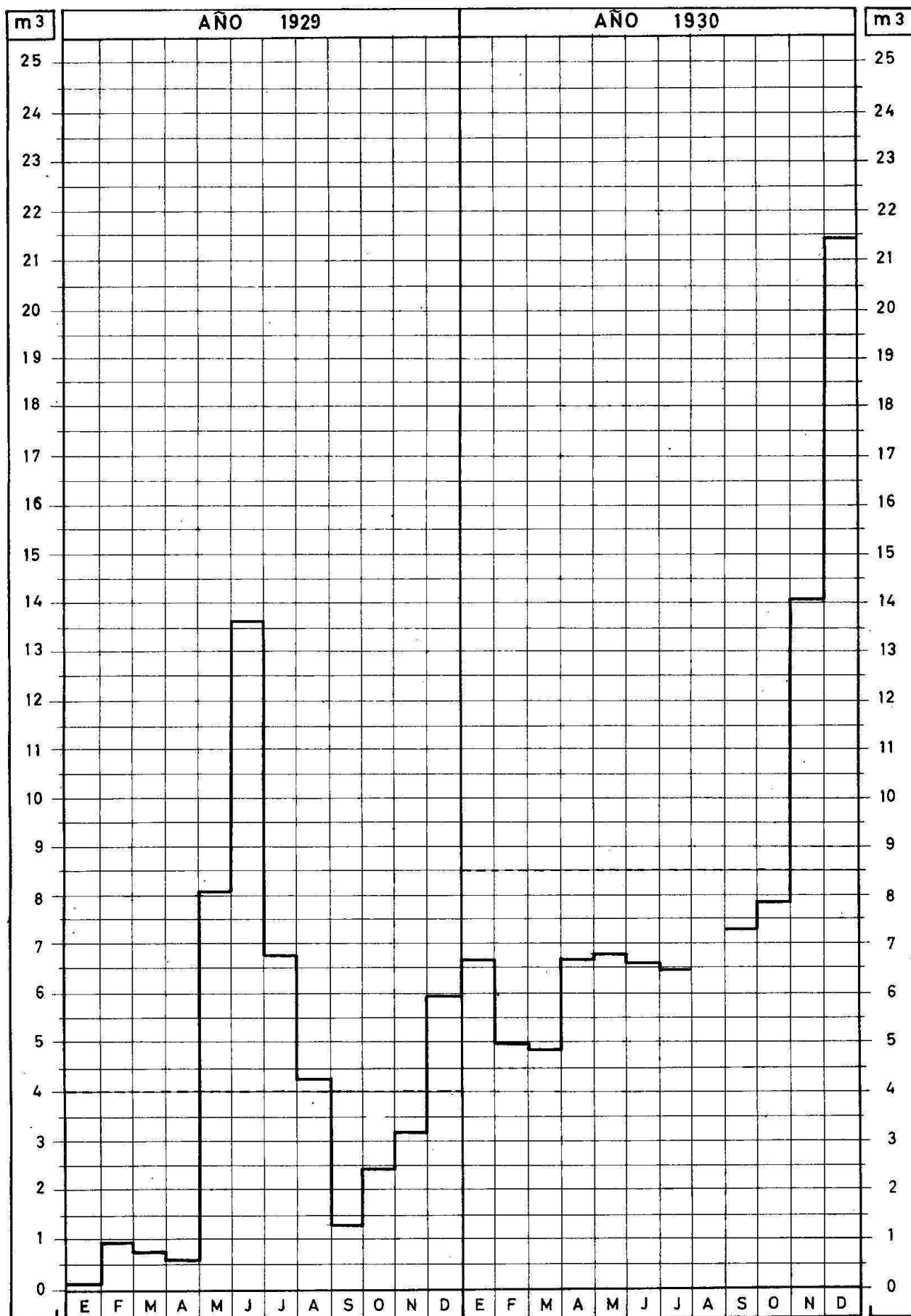
GASTOS MEDIOS MENSUALES EN $\frac{m^3}{seg}$



HOYA DEL RIO COPIAPO

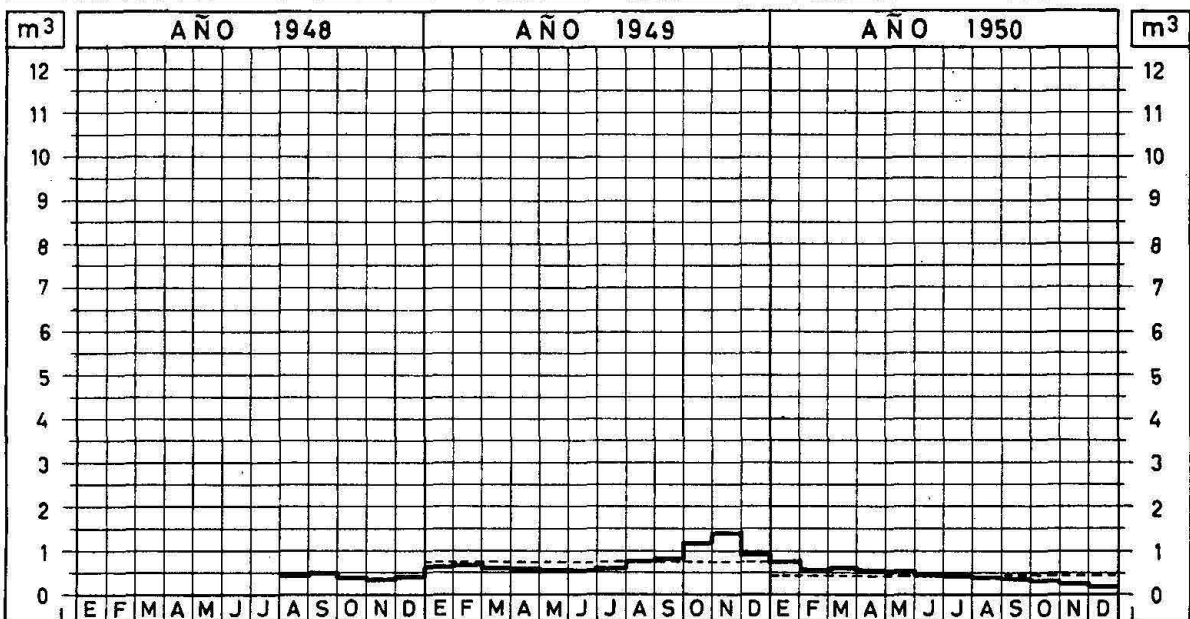
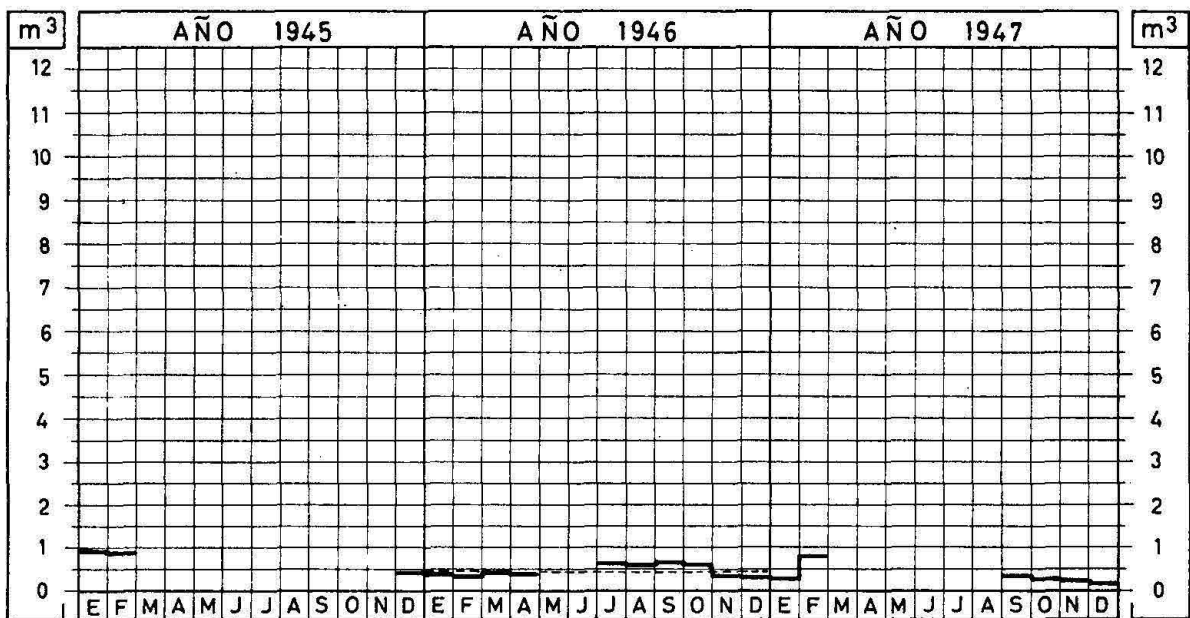
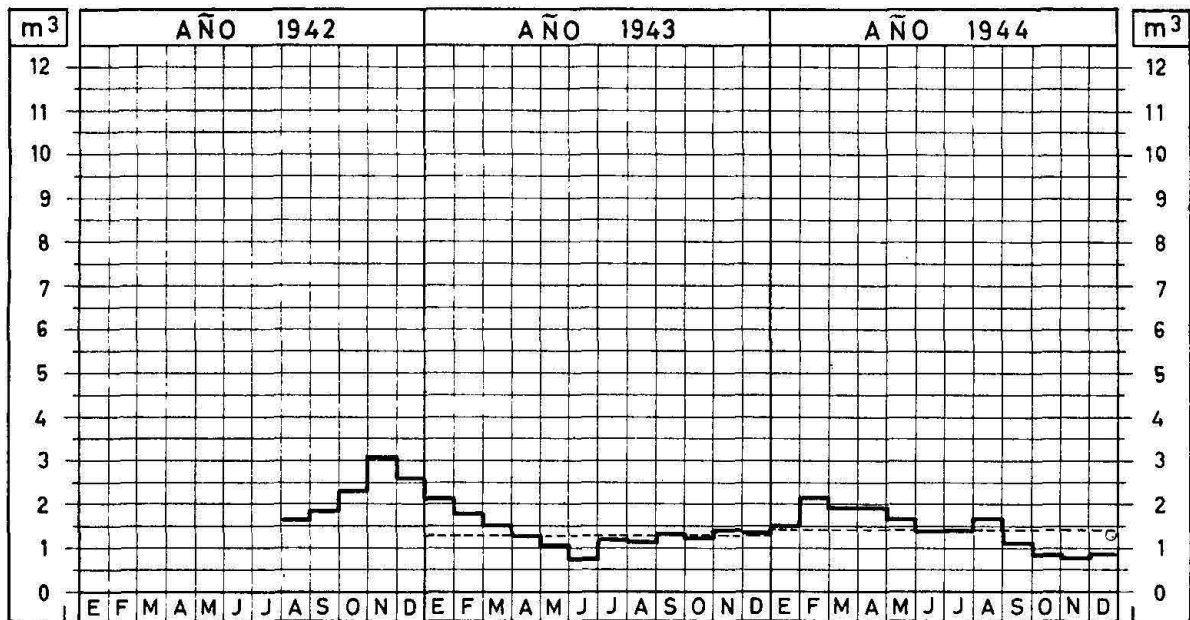
ESTACION LIMNIMETRICA COPIAPO EN EL BOSQUE

GASTOS MEDIOS MENSUALES EN $\frac{m^3}{seg}$



HOYA DEL RIO COPIAPO

ESTACION LIMNIMETRICA RIO MANFLAS EN VERTEDERO

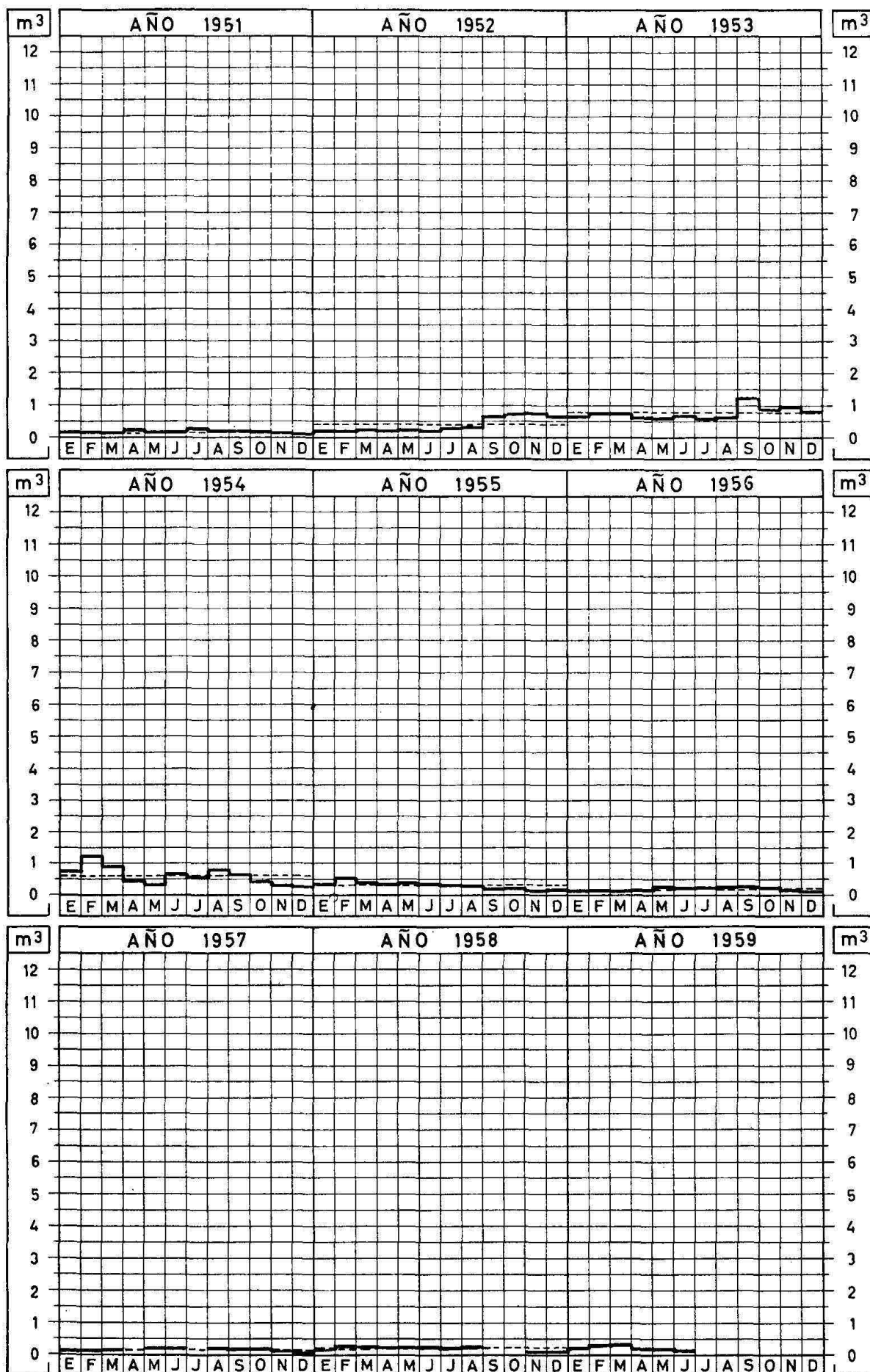
GASTOS MEDIOS MENSUALES EN $\frac{m^3}{seg.}$ 

HOYA DEL RIO COPIAPO

DIAGRAMA11a

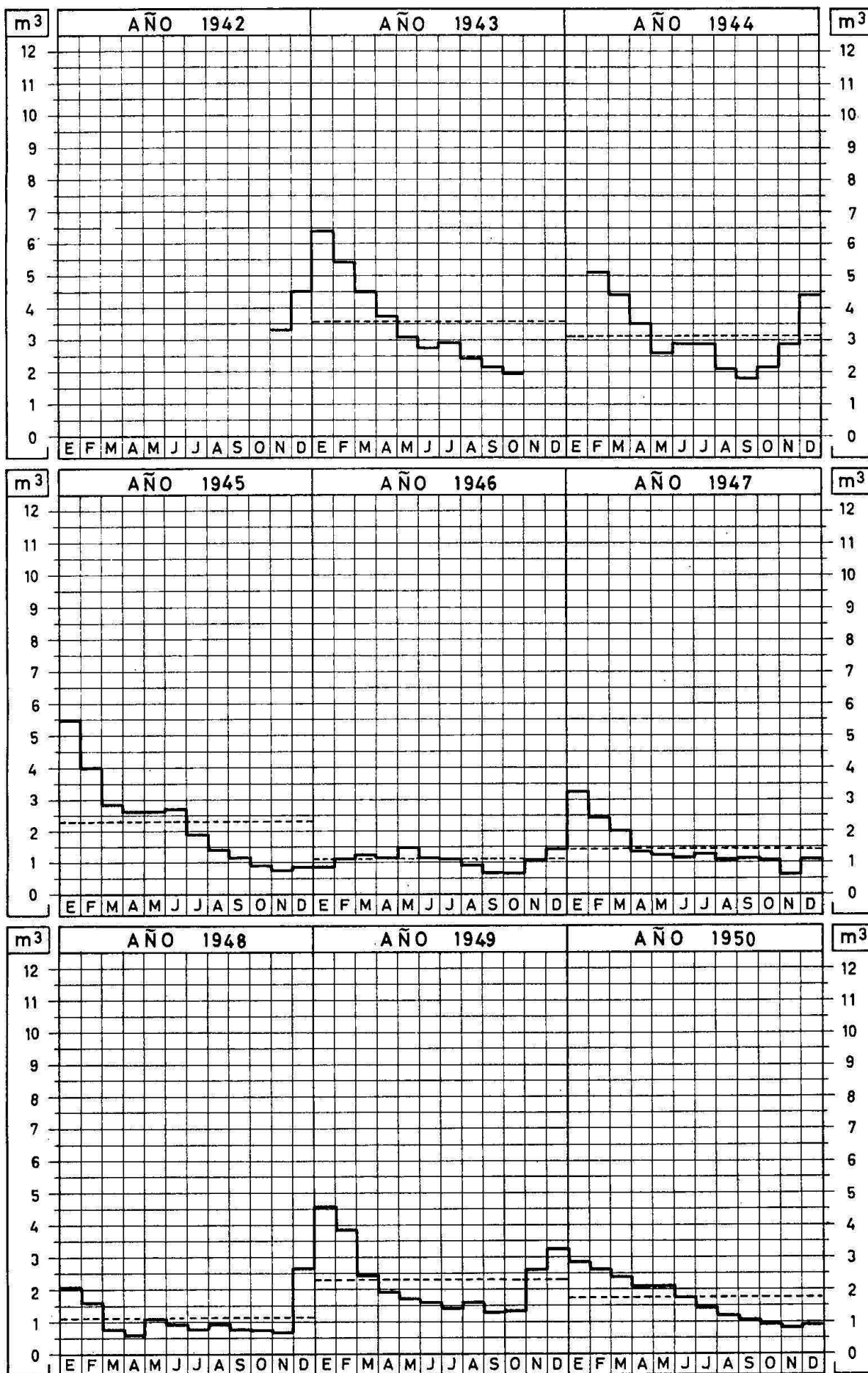
ESTACION LIMNIMETRICA RIO MANFLAS EN VERTEDERO

GASTOS MEDIOS MENSUALES EN $\frac{m^3}{seg.}$



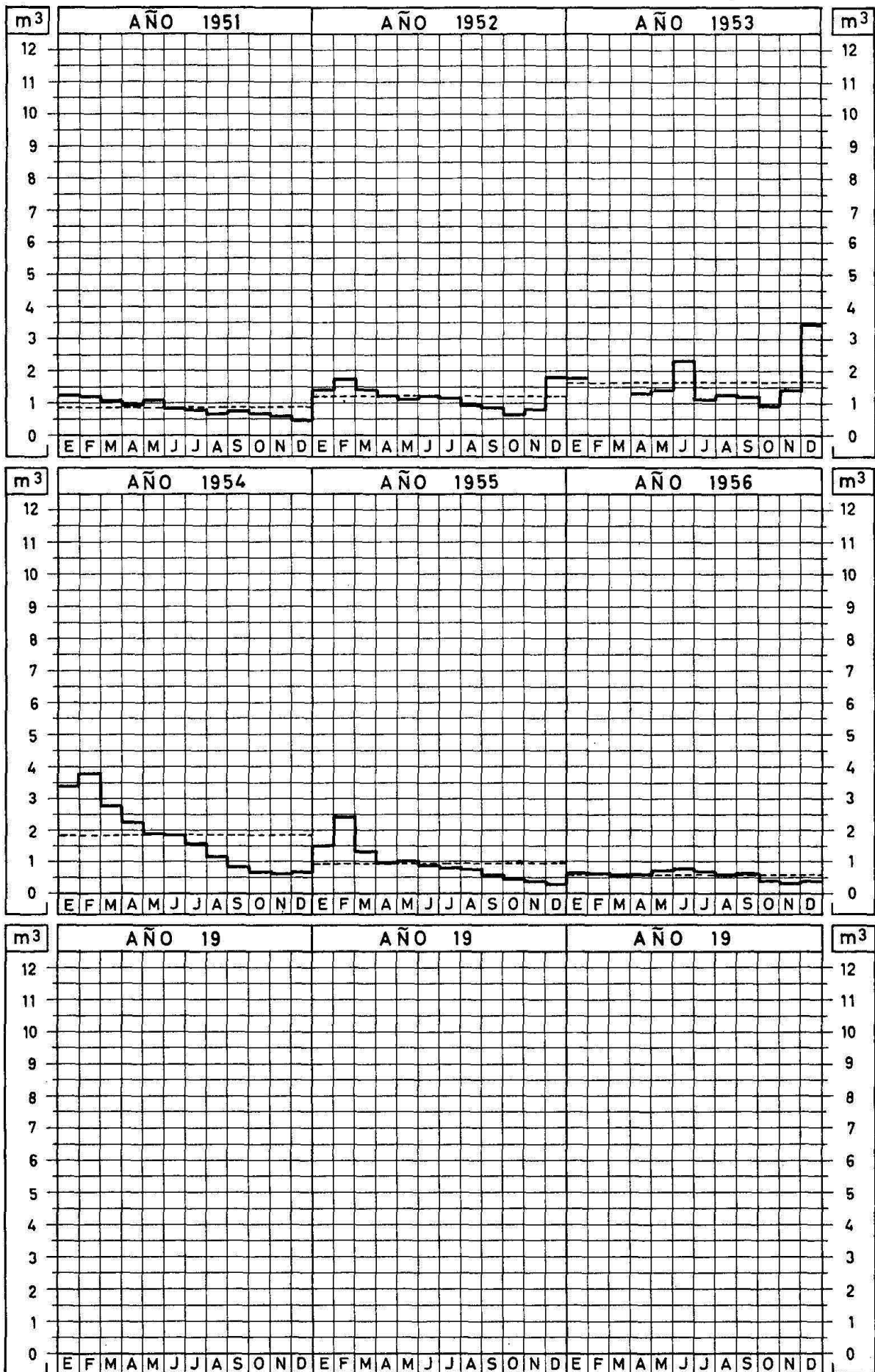
HOYA DEL RIO COPIAPO

ESTACION LIMNIMETRICA RIO PULIDO EN VERTEDERO

GASTOS MEDIOS MENSUALES EN $\frac{m^3}{seg.}$ 

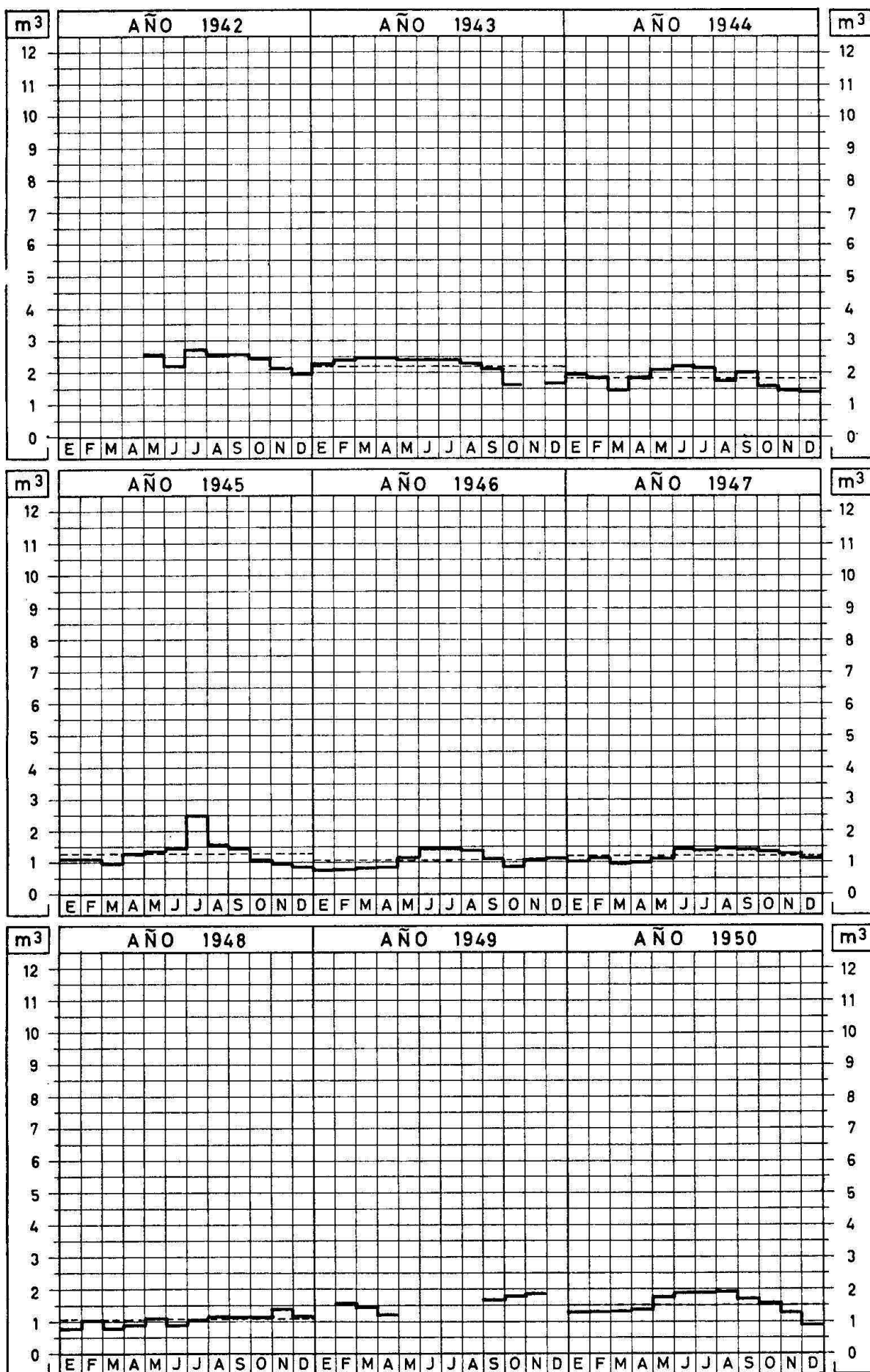
HOYA DEL RIO COPIAPO

ESTACION LIMNIMETRICA RIO PULIDO EN VERTEDERO

GASTOS MEDIOS MENSUALES EN $\frac{m^3}{seg.}$ 

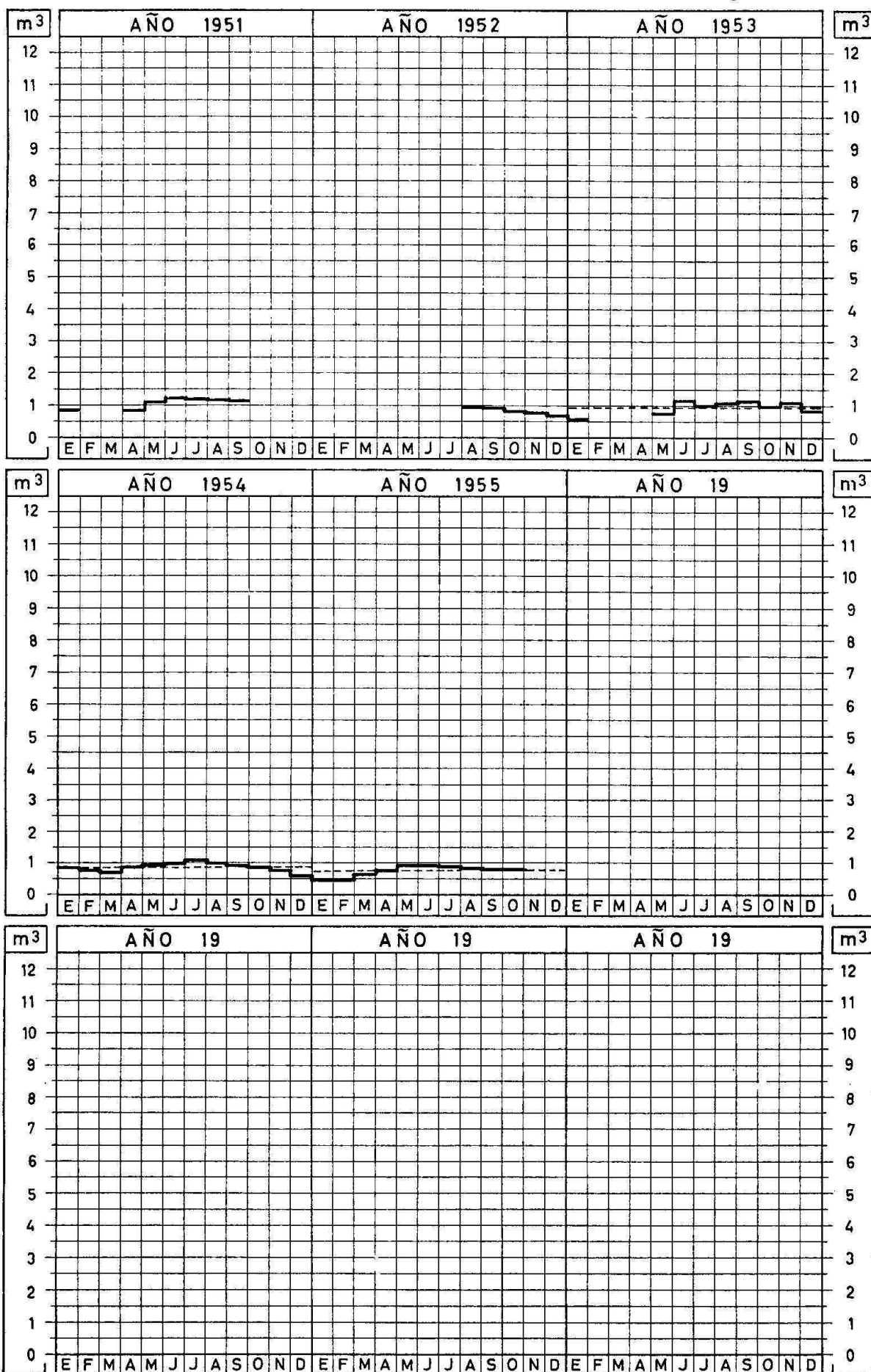
ESTACION LIMNIMETRICA RIO JORQUERA EN VERTEDERO

GASTOS MEDIOS MENSUALES EN $\frac{m^3}{seg.}$



ESTACION LIMNIMETRICA RIO JORQUERA EN VERTEDERO

GASTOS MEDIOS MENSUALES EN $\frac{m^3}{seg.}$



TERCERA PARTE

DATOS Y ELEMENTOS SOCIO-ECONOMICOS

POBLACION

1.1 Distribución en el territorio

El Departamento de Copiapó comprende las Municipalidades de Copiapó, Caldera y Tierra Amarilla.

Según el censo del año 1955, la población del Departamento resultaba ser entonces de 34.158 habitantes, de los cuales 22.440 establecidos en los centros urbanos y 11.718 esparcidos en las zonas rurales, distribuidos de la manera siguiente:

Municipalidad	Total	Centro Urbano	Rurales
Copiapó	26.138	19.566	6.572
Tierra Amarilla	5.743	1.504	4.239
Caldera	2.277	1.370	907
Total	34.158	22.440	11.718

Considerando que el Departamento tiene una extensión de 34.833 Km² (inclusive naturalmente los territorios situados fuera de la cuenca hidrográfica de Copiapó), la densidad demográfica es de 0,98 por Km², mientras que, referida a la superficie agraria que cubre 5.586 Km², esta densidad alcanza 6,11 habitantes por Km².

El asentamiento se concentra sobre todo en las municipalidades; el cuadro indica la repartición de la población residente en el Partido de cada Municipalidad y de la que vive en las zonas rurales. Sin embargo ésta última no puede ser considerada como población esparcida, puesto que, exceptuando las viviendas que constituyen los centros de las grandes explotaciones agrarias y destinadas a acoger las familias de los propietarios y las de los encargados de la explotación, la población restante queda concentrada en los pequeños y modestos pueblos esparcidos por el valle.

Bajo el aspecto social, es importante poner en evidencia otro elemento del asentamiento y precisamente la relación que existe entre el número de viviendas pertenecientes a las tres Municipalidades y la población correspondiente.

El censo nacional del año 1952 lleva los siguientes datos, subdivididos por Partido y zonas rurales:

a) Partido de la Municipalidad

Municipalidad	No. de habitantes	No. de viviendas	Promedio de habitantes por casa
Copiapó	19.566	4.291	4,56
Tierra Amarilla	1.504	365	4,12
Caldera	1.370	347	3,94
Total	22.440	5.003	4,48

b) Zonas rurales

Territorio de la Municipalidad	No. de habitantes	No. de viviendas	Promedio de habitantes por casa
Copiapó	6.572	622	10,50
Tierra Amarilla	4.239	700	6,05
Caldera	907	96	9,44
Total	11.718	1.418	8,26

Siendo la familia promedio chilena constituida por 5 elementos, se observa que para los Partidos de las tres Municipalidades, el problema de las viviendas no existe, mientras que para las zonas rurales, esta exigencia es evidente. Ateniéndose a los datos del censo, se necesitaría por lo menos redoblar el número de las viviendas para llegar a eliminar el estado de incomodidad en que vive actualmente esta parte de población, con sus consiguientes reflejos de carácter social, moral e higiénico.

Respecto a la solidez de las viviendas, se puede afirmar que las que pertenecen al perímetro de los Partidos, en particular Copiapó, satisfacen los modernos requisitos del sector edilicio, mientras que los pueblos de las zonas rurales y los grupos de casas esparcidas por el Valle consisten aún en su mayoría en verdaderas cabañas con paredes de cañas enjalbegadas por una capa de arcilla.

c) Actividad de la población

Relativamente a las actividades productivas, la población del Departamento se subdivide de la manera siguiente:

Municipalidad	Habitantes	Agricultura	Minas	Industria	Construcciones
Copiapó	26.138	1.067	2.028	1.379	322
T. Amarilla	5.743	463	1.082	181	14
Caldera	2.277	11	736	75	119
Total	34.158	1.541	3.846	1.635	455

Municipalidad	Comercio	Transportes	Servicios	Varios	Tot. de las actividades
Copiapó	1.008	529	2.216	205	8.754
T. Amarilla	41	43	109	133	2.056
Caldera	39	241	77	7	1.305
Total	1.088	813	2.397	345	12.125

La población residua que suma 22.033 habitantes concierne los inhabilitados al trabajo y la población escolarística; en base al censo arriba mencionado ésta última, considerando sólo los estudios primarios, llegaba a alcanzar 18.234 unidades.

El cuadro indica que las actividades primarias incluyen las minas y los servicios; en segundo lugar llegan las actividades industriales, la agricultura y el comercio.

Por lo que concierne la relación población/superficie, ésta alcanza 0,14 unidades por hectárea. Sin embargo, refiriéndola a la superficie que podría ser explotada, se obtiene un resultado de 0,08 unidades por hectárea.

Se nota que no se ha tenido cuenta de los bosques ni de los pastos incultos.

ACTIVIDADES ECONOMICAS

2.1 Minas

La principal actividad económica del Departamento es representada por la industria de extracción de los minerales de cobre, plata, oro y hierro, sal gema, azufre, talco y fosfato de aluminio, pero sobre todo por los de cobre y hierro.

Mediante la construcción de la Fundería Nacional de Paipote ha sido posible facilitar a las minas menores y estabilizar la producción que antes estaba sujeta a considerables fluctuaciones.

Mas la exportación de los minerales de hierro sigue ligada a las oscilaciones de los mercados internacionales y a los fletes marítimos.

En 1956 en el Departamento de Copiapó han sido extraídas 308.963.154 toneladas de minerales, de las que la Fundería de Paipote ha tratado 145.557.779. La extracción del oro y de la plata de los minerales de cobre se lleva a cabo en Alemania.

Las posibilidades de un mayor desarrollo en este sector no han sido acertadas hasta ahora, pero se presume que serían positivas.

Los resultados de estas investigaciones y la posibilidad de llevar a cabo la elaboración de los minerales en el lugar de su extracción constituirían un ulterior progreso económico del territorio y una estabilización del trabajo en el sector minero.

AGRICULTURA

3.1 Utilización del suelo

Con referencia al censo de 1955, la superficie agrícola total del Departamento de Copiapó resulta ser de 80.386 Ha., repartidas en municipalidades y utilización, según el cuadro siguiente:

Municipalidad	Bajo-Canal		De posible aprovechamiento	Bosques y Montes	Pastos sin cultivar	Total Ha.
	Productivas	Ocasionalmente prod.				
Copiapó	4.598	2.247	2.500	51.239	7.115	67.699
T. Amarilla	2.906	900	3.000	235	2.966	10.007
Caldera	150	100	1.500	370	560	2.680
Total	7.654	3.247	7.000	51.844	10.641	80.386

La superficie "Bajo-Canal", que cubre un área de 10.901 Ha., es la que tiene derecho a ser regada con las aguas del Río Copiapó y de sus afluentes.

En el año del censo, de la antedicha superficie resultaron regadas 7.654 Ha., mientras que 3.247 Ha. no habían sido regadas debido a la disminución de los recursos hídricos disponibles.

En realidad, los suelos de posible utilización agrícola cubren una superficie de por lo menos 7.000 Ha. más, sin tomar en cuenta una parte de los que podrían ser cultivados y que van bajo los títulos "Pastos sin cultivar" y terrenos de "Monte".

A los fines del programa de reorganización de los riegos, hay que tener en cuenta los terrenos situados aguas arriba de la presa de Lautaro, para los que no hay reglas particulares en lo que se refiere al uso de las aguas, y cuyo empleo sin control tiene influencia negativa sobre las restantes disponibilidades. Otro aspecto que no hay que descuidar sino, al contrario, tratar de desarrollar, es el que se refiere a la posible extensión de los bosques y de las plantas forestales, considerando el empleo del maderamen en las actividades mineras.

3.2 Extensión de la propiedad

La repartición de la propiedad en clases, relativamente a su extensión, sólo se refiere a los terrenos regados, es decir a los terrenos en los que se puede contar sobre una posible y concreta utilización del suelo por medio del agua.

Extensión de 1 a 10		No. de propietarios	No. de arrendatarios	No. de aparceros	Otros	Total de haciendas	Porcentajes
1	10	83	3	14	3	103	48,1
11	50	49	7	3	-	59	27,6
51	100	16	3	-	1	20	9,3
101	500	18	8	-	1	27	12,6
501	1000	4	-	-	-	4	1,9
1001 y más		1	-	-	-	1	0,5
Totales		171	21	17	5	214	100,0

Se nota que la mayor parte de la propiedad concierne clases de extensión que varían entre 1 y 100 hectáreas.

Por lo que se refiere a la relación entre propiedad, empresa y mano de obra, resultan:

Propietarios cultivadores:	No. 171	que ocupan	8.920 Ha.
Arrendatarios:	" 21	" "	1.050 "
Aparceros	" 17	" "	280 "
Otros	" 5	" "	650 "

Total de haciendas	No. 214	" "	10.900 Ha.
--------------------	---------	-----	------------

Al examinar los datos arriba expuestos se nota que la clase de empresa que tiene mayor difusión está representada por la propiedad cultivadora, que actúa sobre el 80 % de la superficie. Otras clases de empresa, como por ejemplo el arriendo y la aparcería, son escasamente representadas. En lo que se refiere al valor de los terrenos, se observa que, mientras sigan habiendo incertidumbres (falta de conocimiento de los reales recursos hídricos, indispensables para el mantenimiento de la agricultura, escaso conocimien-

to de las características geo-edafológicas de los terrenos) sobre las posibilidades de desarrollo agrícola del valle, seguirá faltando el incentivo para la inversión de capitales en la agricultura.

Por esta razón el traspaso de propiedades es efectuado entre personas de la misma localidad, y a menudo los terrenos son comprados por dueños de minas, que pagan precios altos, no adecuados al valor real del terreno, exclusivamente por razones sentimentales o por oportunidad comercial.

INFRAESTRUCTURAS

4.1 Vialidades ordinarias

En el territorio de Copiapó existen dos clases de carreteras: una con carácter permanente, que constituye la red fundamental de enlace entre la ciudad y los centros rurales, y que depende del Departamento de Vialidad de la Dirección General de Obras Públicas, y la otra con carácter transitorio, que sirve a las minas y cuya conservación y manutención están a cargo de la Caja para el Crédito Minero.

La extensión total de la red caminera es de 1.485 Km. De éstos, sólo 15 Km. están pavimentados con hormigón de cemento, mientras los restantes están pavimentados con macadán simple. El intenso tráfico a que están sujetas las carreteras, especialmente para el servicio de las minas, requeriría una manutención más adecuada de dicha red, cuyas condiciones no son satisfactorias en algunos trechos, con consiguiente desgaste de los medios de transporte.

En línea general, la red principal puede ser considerada suficiente para los requerimientos del valle. Podrá ser examinada la necesidad de arreglar algunos caminos de carácter inter-haciendal, en previsión de un mejoramiento de las actividades agrícolas.

4.2 Ferrocarriles

El Valle de Copiapó es cruzado por el ferrocarril que conecta el puerto de Caldera con la Ciudad de Copiapó, cuyo recorrido es de aproximadamente 82 Km., y que luego se introduce en el valle hasta el pueblo de Los Loros con otro tramo largo 65 Km. El ferrocarril es de vía estrecha (1 metro) y ésto constituye un grave inconveniente por el transbordo de las mercaderías que provienen del sur de Caldera.

El movimiento principal está representado por el transporte de los minerales de hierro, seguido por los minerales provenientes de la Fundería del Paipote y, por último, las mercaderías varias y los productos de la agricultura.

4.3 Conexiones aéreas y marítimas

En la actualidad existe sólo una pista de aterrizaje, en el aeropuerto que queda a 2 Km. de la ciudad. Santiago está conectada a diario con Antofagasta, exceptuado los domingos. Los días martes, jueves y sábado hay vuelos entre Copiapó y Santiago.

El servicio es llevado a cabo por aviones Douglas, con capacidad de 23 pasajeros y 3 hombres de tripulación.

La construcción del nuevo aeropuerto en Chomonte mejorará notablemente los tráficos aéreos, ya que así será posible utilizar aviones de mayor potencia y capaces de cargas mayores.

En lo que se refiere a los trasportes marítimos, el puerto de Caldera adquiere una importancia considerable, siendo el único punto de embarque para la exportación de los minerales de hierro y de cobre.

4.4 Electrificación

La energía para los servicios de la ciudad de Copiapó y de algunas zonas del valle es producida por la central termoeléctrica ubicada en la ciudad, la que dispone de una potencia instalada de 1.825 KW.

En las horas de mayor consumo, dicha central recibe refuerzos de 500 KW de grupos instalados en la Fundería de Paipote y de 350 KW de la central de la Mina de Ojancos.

Dicha disponibilidad no es suficiente, y la deficiencia que tendría que ser cubierta está calculada en 600 KW.

4.5 Abastecimiento de agua potable

La ciudad de Copiapó es alimentada por aguas subterráneas.

Una primera toma de agua está ubicada aproximadamente al este de la ciudad, en localidad de Nantoco. El acueducto está constituido por un conducto de hierro colado, con un caudal previsto de 24 l/seg.

En la actualidad no lleva más de 8 l/seg., debido a una disminución de la sección del conducto, causada por los depósitos calizos en el agua, cuya dureza es de 624 p.p.m.

Otro recurso es constituido por un pozo ubicado aproximadamente a 500 metros de distancia del centro urbano. La instalación es de 22 l/seg. Se calcula que la dotación pro-capite es de 150 l/seg., considerando que la población de Copiapó es de aproximadamente 27.000 habitantes.

A lo largo del valle las haciendas se abastecen de agua para uso potable del Río Copiapó.

Las aguas son bombeadas en recipientes adecuados, en los que se lleva a cabo una decantación natural del material limoso en suspensión.

Ya sea la alimentación de la ciudad de Copiapó, efectuada por medio de pozos que no dan seguras garantías higiénicas, ya sea la alimentación por medio de aguas del Río, facilitan la difusión de algunas formas infectivas de carácter endémico (fiebre tifoidea, enfermedades intestinales, etc.).

RIEGO

5.1 Dislocación de las tierras de regadío

Las tierras de regadío son distribuidas a lo largo del Valle del Río Copiapó que se extiende desde el mar, cubriendo una extensión de unos 175 Km. hasta la presa de Lautaro y de 5 Km. más aguas arriba de la presa.

La cartografía muy aproximativa de que se dispone demuestra que las dimensiones del Valle, lejos de ser constantes, pasan de un mínimo de 600 m. a un máximo de unos 4.000 m.

Su inclinación longitudinal relativamente a la del Río, varía desde un mínimo de 0,25 ‰ hasta un máximo de 2,60 ‰. La inclinación media es de 1,4 ‰.

Con respecto a las modalidades de abastecimiento y distribución de las aguas, el territorio se divide en 3 sectores:

Sector I : Comprende los terrenos incluídos entre el Distrito No. 1 situado aguas arriba de la presa de Lautaro (localidad Junta) y el Distrito No. 9 que termina al Oeste de la zona urbanizada de Copiapó, al límite de la explotación Chimba; estos terrenos utilizan las aguas del Río Copiapó.

Los propietarios han formado una asociación llamada "Asociación de Canalistas".

Sector II : Pertenecen a este sector los terrenos comprendidos entre el límite Oeste de la ciudad de Copiapó y la zona denominada Piedra Colgada. Cuando el riego alcanza el Distrito No. 9, los terrenos utilizan las aguas provenientes del desagüe de la ciudad, o sea las aguas del Río Copiapó; en cambio, cuando el riego cubre los terrenos comprendidos entre los Distritos Nos. 1 y 8, se utilizan las aguas de manantial río arriba de la localidad Florida.

Las zonas agrícolas pertenecientes a este sector son las siguientes: Bodegas, Chamonate, Toledo.

Sector III : Los terrenos de este sector utilizan principalmente las aguas de manantial que afloran en este sector en el Río Copiapó. Comprenden Piedra Colgada, Perales, Marquisado, San Pedro, Margarita, Valle Fértil, San Casilio, María Isabel.

5.2 Ejercicio del riego

Obedece a un reglamento vigente en el territorio de la Asociación de Canalistas.

La distribución de las aguas se efectúa desde arriba hacia abajo, a partir del Distrito No. 1 hasta el Distrito No. 9, con excepción del Distrito No. 3, que posee aguas de manantiales propios.

Las aguas corren en el álveo del Río Copiapó que desempeña por lo tanto el papel de canal principal de riego del cual se derraman, mediante pequeñas presas de tierra, las derivaciones para los canales del Distrito hechos también de tierra.

La distribución de las aguas no se verifica simultáneamente en los 9 Distritos que constituyen la Asociación; cada Distrito deriva por turno todo el caudal del Río Copiapó, para repartirlo luego entre los diversos usuarios proporcionalmente a sus derechos o a las acciones que poseen.

El turno es de 14 o 15 días para cada Distrito y para cada usuario, sin embargo el turno del Distrito No. 3 no pasa los 7 días, porque abarca cultivos hortícolas.

El riego tendría que ser ejercitado durante 24 horas consecutivas; considerando sin embargo que en la práctica sólo excepcionalmente se cumple durante las horas nocturnas, el ejercicio ha sido estimado en 18 horas sobre 24.

Una vez acabado el riego del Distrito No. 9, se vuelve a empezar con el Distrito No. 1. Por consiguiente los terrenos del Sector II no consorciados, benefician de cantidades de agua mayores o menores, según si la distribución resulta más cerca del Distrito No. 9 o del Distrito No. 1.

A lo largo de la red de distribución, en los empalmes de repartición, han sido construídas modestas obras de mampostería, provistas de esclusas accionadas a mano, en cuya parte inferior se encuentra un rudimental medidor en relieve con barra hidrométrica.

El gravamen del ejercicio del riego resulta de 900 pesos por hectárea regada, inclusive los gastos para el personal encargado tanto de la distribución (aguadores), como de la administración.

La manutención de los canales queda a cargo de cada usuario que provee personalmente al tracto de su competencia.

Queda asimismo a cargo de los propietarios de los 9 Distritos la cuota anual de amortización de los gastos relativos a la construcción de la presa de Lautaro por la parte no cubierta por la contribución del Estado.

5.3 Sistematización de los terrenos

El método de riego más común es el del corrimiento de las aguas sobre campo-álveo, sobre parcelas de unos 80 + 100 m. de largo y 8 + 10 m. de ancho. Cada parcela es delimitada por dos diques de tierra; transversalmente al corrimiento de las aguas se construyen otros diques que se extienden hasta la tercera parte del ancho de la parcela. Sirven para reducir la velocidad de las aguas en los campos que presentan por lo general un declive superior a lo requerido y permiten regar por entero una parcela que, de otra forma, quedaría parcialmente seca por efecto de un arreglo insuficiente.

