

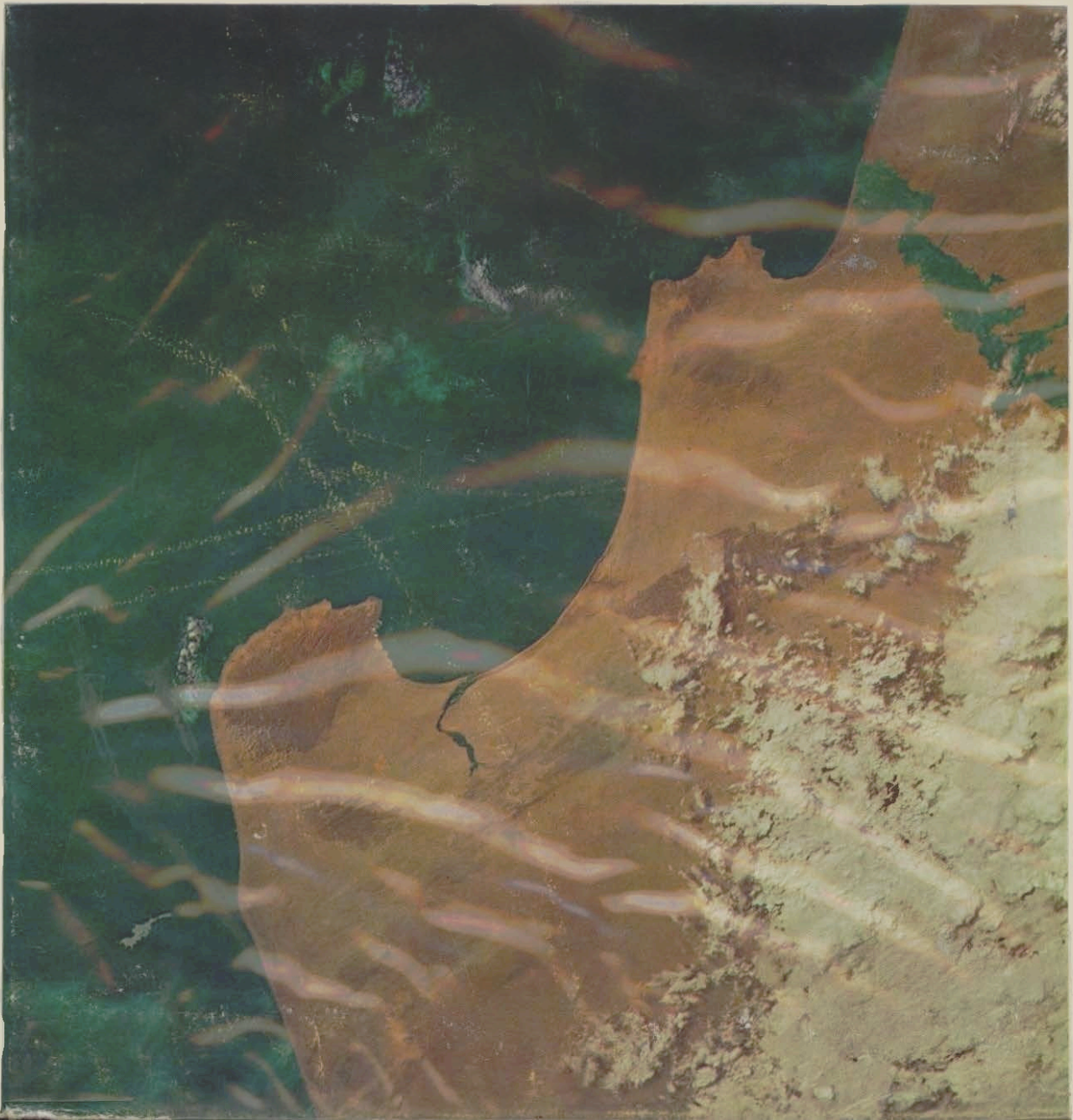
HISTORIA MARITIMA DEL PERU

EL MAR: Gran Personaje

Georg Petersen Gaulke

Ramón Mugica Martínez

TOMO I VOLUMEN 1



Introducción

Cuando en el mes de octubre de 1963, el Centro Naval del Perú y el Museo Naval concibieron la idea de escribir la "Historia Marítima del Perú", quienes recibimos la misión de constituir la Comisión encargada de su preparación y ejecución, comprendimos que teníamos por delante una tarea no sólo de enorme magnitud, sino también de excepcional trascendencia. Conscientes de la responsabilidad que asumíamos, llamamos a nuestro alrededor a un brillante grupo de destacados investigadores, científicos e historiadores, para que juntos emprendiéramos una jornada que sabíamos larga y expuesta a las vicisitudes propias de todo gran empeño. Así, en forma colectiva, como suelen y deben ser las obras perdurables, dimos comienzo a una sola vigilia y, también, a una invalorable experiencia: trazar juntos, Oficiales de Marina y connotados especialistas, la más completa versión de nuestra Historia Naval y de la vida marítima de la Nación, cubriendo todos los aspectos que le son propios o asociados, vale decir, los científicos, históricos, políticos, económicos y culturales, determinando su incidencia en el acontecer del proceso nacional, conscientes de la necesidad de prever las metas y los medios de su desarrollo, como de lograr el fortalecimiento de la conciencia marítima de nuestro pueblo, ya que, en el caso del Perú, el

mar no es una simple circunstancia en su historia, sino más bien, y al lado de aquél, su principal protagonista.

Aferrados a la fe y a la perseverancia que inspiran la tradición naval, supimos de la feliz experiencia de la solidaridad en el trabajo, precisamente cuando nos fue más necesaria, cuando de tanto en tanto el arribo a puerto parecía impedido o aplazado. Entonces, las horas de prueba devinieron en soluciones naturales, gracias a la voluntad y al talento de quienes siempre nos acompañaron, trocando en éxitos los avatares del empeño.

Jamás padecimos de la ausencia personal de los nuestros, y en consecuencia, siempre contamos con el apoyo de la Superioridad Naval, sin soluciones de continuidad, sugiriéndonos la idea que la "Historia Marítima del Perú" fue planeada adrede, a manera de constancia que el MAR PERUANO, así como es origen y fuente de la vida, es también sustento concreto e imponderable de las más inspiradas tareas de la peruanidad.

Han transcurrido nueve años desde el día en que iniciamos el camino hasta ahora recorrido y, los resultados que hoy presentamos —la primera parte de la "Historia Marítima del Perú"— constituyen el testimonio científico e histórico del MAR PERUANO, no tanto ni tan sólo por razón de su existencia, sino más bien, porque anota la constancia de que el Perú es también MAR.

Sobre el infinito escenario oceánico, EL HOMBRE DEL MAR PERUANO ha sido el gran actor en el destino de la Nación. Creador de esencias nuevas, fue y es el depositario natural de las fuentes de vida que iba develando o redescubriendo y, como lo demuestran las constancias de su vida diaria, supo defenderlas de los poderes destructores que la amenazaron, proyectando su obra en dimensión de historia. Por ende, le corresponde al Perú, en su instancia de pueblo libre y soberano, el cuidado de su MAR, justamente cuando éste recobra su prestancia y significación de origen y sustento de la vida.

Esta introducción pecaría de incompleta si no reconociéramos con admiración y gratitud el esfuerzo indesmayable de los historiadores y científicos, cuya dedicación ha hecho posible la entrega de esta primera parte de la "Historia Marítima del Perú" Su capacidad de trabajo, aunada a su sapiencia, nos permite entregar las evidencias del conocimiento cabal de lo que es nuestro, aportando pruebas que nada ni nadie podrá soslayar; y es tam-

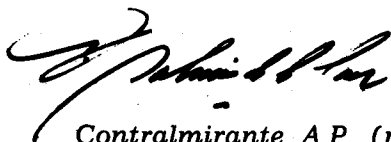
INTRODUCCION

bién gracias a ellos que nuestra tradición naval se extiende al robustecimiento de la conciencia marítima de nuestro pueblo, reavivando en su memoria a quienes hicieron del MAR su "territorio", especialmente en circunstancias que el amor a la Patria se expresaba como entrega a la muerte, o cuando ésta cobraba la significación más intensa de la vida.

Obra de una generación de peruanos para los peruanos de todas las generaciones, la "Historia Marítima del Perú" sería incompleta, casi trunca, si no incluyera la palabra señora del jurista y humanista eminente que, hace 25 años, diera vida a la Doctrina Peruana de las 200 millas, fijando "de una manera inconfundible el DOMINIO MARITIMO de la Nación en ejercicio de la soberanía y en resguardo de los intereses económicos nacionales".

Para todos ellos, prologuista, investigadores, científicos e historiadores, como al equipo de asesoramiento técnico que hizo posible la realización física de la obra en plazos y condiciones excepcionales, nuestro homenaje y agradecimiento.

Nos queda por añadir, con énfasis y emoción muy especiales, la presencia constante e ininterrumpida de la Armada Nacional a lo largo de nueve años de esfuerzo y vigilia, alentándonos y proporcionándonos cuanto fue necesario requerirle hasta la hora última de esta primera gran jornada. Y, finalmente, permítasenos dirigirnos a las generaciones futuras de la Marina, a las que confiamos la continuidad de la obra, con la certidumbre que superarán cuanto les sea entregado o sugerido, sin concederse tregua ni descanso, como corresponde a las glorias de nuestra Marina de Guerra, como lo demanda la custodia de nuestra Tradición Naval y el acervo e inspiración inagotables de Nuestro Mar: EL MAR PERUANO.



Contralmirante A.P. (r)
Federico Salmón de la Jara
Presidente de la Comisión para escribir
la "Historia Marítima del Perú"





MINISTERIO DE MARINA
MINISTRO

Desde el año 1963, cuando el Centro Naval del Perú y el Museo Naval formularon la iniciativa de preparar y editar la "Historia Marítima del Perú", el Ministerio de Marina alentó y apoyó el empeño, considerándolo como una necesidad connatural a la índole y el carácter de la institución, constituyéndose en testigo de excepción de los esfuerzos, tesón y de la mística naval con que ha trabajado la Comisión para escribir la "Historia Marítima del Perú" y que han sido volcados en una experiencia sin precedentes en la bibliografía científica e histórica del MAR PERUANO.

La "Historia Marítima del Perú" continúa y enriquece sustantivamente la tradición naval de los estudios científicos, técnicos e historiográficos de meritisimos Jefes y Oficiales de la Armada Peruana, los mismos que, a título de genuinos hombres de su tiempo, y por ello, provistos de una lúcida conciencia de las tareas peruanas de siempre, navegaron y estudiaron todas las distancias concretas de nuestro espacio.

Sus naves vivieron el regocijo de nuestras propias espumas, pero, también, hendieron el calado de otros mares. Y entre la calma del buen tiempo o los desarreglos del temporal, sus cuadernos de bitácora se colmaban de

valiosas notas, perfilando las dimensiones de lo que hoy se entiende como el Perú profundo, o de lo que llamaríamos el Perú de las hondas huellas.

La "Historia Maritima del Perú" nutre y complementa los anticipos de una epopeya sin estridencias, recatada, anónima, tesonera y porfiada: nos referimos a la ocupación del TERRITORIO TOTAL de la Patria, que empieza en los límites de 200 millas mar adentro.

La Armada Peruana prohió la "Historia Maritima del Perú" como una necesidad, pues en su contenido y en sus metas responde al significado del medio que le es consubstancial, y porque en su ideación, conducción y realización, participaban distinguidos Oficiales Generales, Superiores y Subalternos —en actividad o en retiro— que cuidaron de elegir y agrupar a un brillante equipo de estudiosos e investigadores de las disciplinas científicas e históricas, a cuyos méritos personales hay que añadir el de especialistas. Fue así como, por primera vez en la historia de la bibliografía nacional, se integró un auténtico grupo de trabajo asociado, cuyos actores —deponiendo las emulaciones personales— signaron su actividad por la entrega y la comunicación sin reservas, fraternizando en una única voluntad de propósitos.

La concurrencia y participación de la Armada Nacional en la trama de la "Historia Marítima del Perú", no es más que una cabal consecuencia de su naturaleza y carácter. Por el mar partieron o arribaron las más hazañosas empresas del hombre; por él nos llegaron el idioma, la cultura y la fe cristiana con sus conceptualizaciones de solidaridad y comunidad social y, también el aporte vital de otras razas; por el mar se movilizan las naves mercantes que transportan las nueve décimas partes de nuestro comercio exterior; y del mar, del MAR PERUANO, el país obtiene más del 30% de las divisas con que atiende a su balanza de pagos. Asociada al mar, la Armada Nacional planifica, dirige y realiza los más ambiciosos programas de nuestro desarrollo e integración económica, y por medio de ellos el país cuenta con las mejores probanzas de la capacidad creadora de su pueblo: la habilidad innata del realizador de los frágiles caballitos de totora se ha transformado en el poder consciente de los constructores de las naves de alto bordo, a las que seguirán los nuevos colosos de superficie, con un formidable efecto multiplicador en nuestra economía, estimulando el

espíritu de una feliz emulación de todos los sectores de la producción.

Es en el mar, concretamente en el MAR PERUANO, donde se cuaja y cumple la impronta de nuestros pioneros contemporáneos, quizá los primeros y únicos de nuestra historia republicana. Es en el gran continente líquido donde se fraguan y funden el realismo visionario de armadores y empresarios con el poder creador de los trabajadores, perfilando los caracteres de un hombre nuevo, en los que el regocijo de la creación y el riesgo priman y derrotan al positivismo sórdido de los calculadores medrosos. Gracias a ellos el Perú recobra sus pendones de país de fábula, pero esta vez —excusando la confusión y el brío iniciales de toda epopeya popular— liberada de las prácticas depredatorias tanto propias como ajenas; defendidas de la destrucción o la voracidad de los que pretendan ignorar su condición y estirpe de pueblo libre y soberano.

Y es precisamente la Armada Peruana la que cuida y defiende el escenario donde se inició y se repite este "milagro" del visionismo, la audacia y el trabajo creador de los peruanos. La Armada no se limita, pues, al patrullaje de la franja de mar que nos es propia, sino que, consciente que la militancia cabal del deber sólo es posible cuando le asiste el conocimiento y que las necesidades de nuestra propia vigilancia demandan de su razón y de su origen, sus hombres —Jefes, Oficiales y Tripulantes— no vacilaron en patrocinar la "Historia Marítima del Perú", porque sabían que incluía las constancias del estudio y la investigación científicas del MAR PERUANO. La fábula de la riqueza gratuita, ociosamente recogida, propicia a la rapiña, con un vergonzoso final de dispendio irresponsable, concluían así de un sólo tajo. Y para que el país respondiera a los requerimientos mínimos de una vigilancia consciente, era imperativo que se supiera el porqué de nuestras demandas, por mucho que dispusiéramos del crédito milenario de las jornadas marineras de nuestro pueblo.

El MAR PERUANO no es una simple creación retórica, es más bien, parte de nuestro habitat natural, sostenido y enmarcado por la recia estructura andina, con todas las esencias de su lecho y de sus entrañas. Alimentado por las sales de nuestra tierra, en él quedan lo que otros fenómenos —también implacablemente nuestros— nos arre-

batan en silencio, y que luego al toque de la luz, se transforman en seres vivos, sucediéndoles estructuras cada vez más complejas, hasta integrar el mundo de maravilla y de asombro que es nuestro por derecho a la vida, por el origen de sus elementos, como por la presencia de fenómenos de intransferible localización geográfica.

Hoy, cuando el Perú vive los trances de una nueva gesta, podríamos decir —sin auxilio de metáfora— que las andenerías del incario también están en el mar, porque ni un ápice de lo suyo volverá a perderse. Devueltos a las demandas de nuestro tiempo, la "Historia Marítima del Perú" acredita la legitimidad del MAR PERUANO, sustentándola con la suprema doctrina del trabajo, del trabajo de sus dueños naturales. El Perú ya no vive por obra del hallazgo fabuloso; ahora, su existencia está solventada por la voluntad de potencia de sus gentes, hombres integrales que responden a las demandas y a las responsabilidades de los grandes empeños. Y sin volver las espaldas a ningún rincón de su espacio, el peruano contemporáneo —sin excepción de coordenadas— ya no ignora la existencia de su mar: lo sabe rico y apetecido por otros, pero también sabe que tiene que cuidarlo, de manera diferente al simple arreglo de sus playas; que sus responsabilidades no acaban con el predicamento de una doctrina jurídica, sino que empieza en su amor por él, librándolo de cuanto altere su armonía, desde el rizado espejo de su tórax hasta el silencio de sus abismos.

En consecuencia, nadie podrá negar la existencia del MAR PERUANO.

Querriamos hacer el repaso de esta primera parte de la "Historia Marítima del Perú", pero nos consideramos excusados de este grato menester, por la propiedad galaña con que ya lo ha hecho su distinguido prologuista. Sin embargo, no podemos menos que añadir la especial importancia que tiene la obra para los que somos hombres de mar, singularmente para los que integramos la Marina de Guerra, porque la "Historia Marítima del Perú" contiene, en su trama, el hilo de una tradición pura y generosa, indesmayablemente gallarda; porque en ella se testimonia la vida heroica de la Marina, cuyos hijos en los tramos más difíciles sobrevivieron intactos a las tentaciones del desmayo o de la soberbia; que ante los retos de la historia, su respuesta fue siempre el valor sereno. Ahí quedan, en los fondos del mar, nuestros muertos de

todos los tiempos y de todas las pruebas, emergiendo en cada golpe de sus olas, glorificados por la maciza voluntad con que se enfrentaron a la muerte. Espíritu y fuerza de la Marina, sus brazos se extienden y llaman a cuantos han hecho del mar su territorio y su tumba, añadiendo así a las circunstancias de la epopeya heroica, la inmola-ción anónima del último y más pequeño de sus moradores.

Ya se ha dicho, precisamente por el Presidente de la Comisión para escribir la "Historia Marítima del Perú", Sr. Contralmirante A.P. (r) Federico Salmón de la Jara, que las obras referidas al mar —concretamente al MAR PERUANO— constituyen una experiencia que nunca acaba. Por ello el Ministerio de Marina celebra y apoya la continuidad de la obra, cuyas proyecciones inmediatas ya están en trabajo, listas para ser dotadas de la voz particular de los testimonios impresos: nos referimos a la segunda parte de la "Historia Marítima del Perú", que cubrirá los hechos ocurridos en el lapso que media entre 1862 y 1940, sucediéndole el "Diccionario Histórico Biográfico Marítimo" y una extensa "Serie Monográfica".

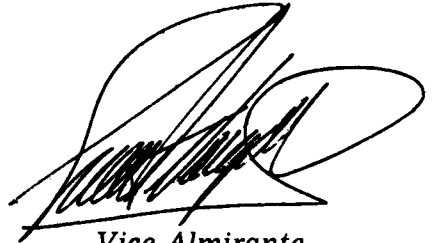
Piensa así la Marina Peruana que la "Historia Marítima del Perú" corra paralela a su propia vida, ahondando en la investigación, acopiando, ordenando y cuidando celosamente cuanto testimonio sea habido en el país o en el exterior, para luego divulgarlos, como el mejor medio de robustecer nuestra conciencia y responsabilidades de país marino. Consideramos que la culminación lógica de la experiencia y las realizaciones de la Comisión para escribir la "Historia Marítima del Perú" deben ser aprovechadas por medio de una entidad estrechamente vinculada a la Armada Peruana, que bien podría ser el "Instituto de Investigaciones Histórico-Marítimas", como gran centro de documentación y estudio.

La entrega de los diez primeros volúmenes de la "Historia Marítima del Perú" enorgullece a nuestra Marina de Guerra, que aprecia su significado de acercamiento entre sus hombres que quedaron en la muerte y los que hoy les suceden en el mismo ejercicio de las altas virtudes del honor, el deber y las demandas de coraje sereno. También aprecia su significado de voz que se extiende y alcanza a cuantos forman la gran familia marina: a los tripulantes de bolicheras, lanchas, botes, caballitos de totora; a los pioneros que realizaron la más deslumbrante hazaña civil de las últimas dos décadas, convirtiéndolo-

HISTORIA MARITIMA DEL PERU

nos en la primera potencia pesquera del mundo, a precio de invertir cuanto tuvieron y cuanto fueron como hombres; a los tripulantes de la Marina mercante, a armadores, a los trabajadores del zócalo continental, y a cuantos de una u otra manera participan o están vinculados a las tareas que motiva el mar, incluyendo a los que sólo aguardan con angustia el retorno de los suyos, porque toda partida por los caminos del mar es prolongada y reciamente azarosa.

Como Ministro de Marina y Comandante General de la Marina, me es particularmente grato felicitar a la Comisión para escribir la "Historia Marítima del Perú" y a su Comité Naval, por la realización del hermoso ideal que se propusieron, con la certidumbre que la tarea no habrá de detenerse. Por mi parte me congratulo y doy gracias a Dios por la feliz circunstancia de participar en la entrega al país de los diez primeros volúmenes de la "Historia Marítima del Perú", a manera de primicia de lo que debe y habrá de ser —como dijimos al comienzo de estas líneas— el realismo de las ideaciones extraordinarias de cuanto está animado por la mística naval.



Vice-Almirante
Luis E. Vargas Caballero
Ministro de Marina

Prólogo

I

Una vez más, la Armada Nacional, bajo la iniciativa de dos conspicuos organismos suyos: el Centro Naval del Perú y el Museo Naval, encuentra la ocasión de ofrecer al pueblo peruano un testimonio de su tradicional interés por exaltar los valores históricos del país y auspiciar actividades documentales que signifiquen una afirmación de nuestra nacionalidad. Con el apoyo del Ministerio de Marina y la colaboración de una Comisión integrada por reputados historiógrafos e investigadores especializados, los organismos navales ya aludidos han culminado el propósito —concebido en 1963— de dar publicidad a una obra de largo aliento, la “Historia Marítima del Perú”, cuya presentación se me ha hecho el honor de encomendarme.

El designio inicial de esta empresa no fue otro que completar ensayos anteriores sobre nuestra Historia Naval propiamente dicha, remota en sus orígenes y profusa en acaecimientos, por lo mismo que abarca un lapso secular considerable, desde la tradición navegante de las civilizaciones precolombinas, pasando por el activo ir y venir de las flotas del virreinato a través de las rutas transoceánicas, hasta las azarosas peripecias de la emancipación y los intensos episodios navales de la República. Pero a medida que los trabajos de planificación de la obra

avanzaban, fuéronse abriendo a los ojos de los autores del proyecto más y más dilatadas perspectivas que, rebasando el campo de lo estrictamente naval, entraban francamente en el dominio general de lo marítimo bajo sus aspectos científico, legendario, histórico y económico-social. Circunstancias especialísimas presentaban el Mar Peruano como un excepcional sujeto de estudio en el cual la presencia de fenómenos oceanográficos, asociados a factores territoriales y telúricos, determinaba en las aguas marinas efectos biológicos sorprendentes. Por otra parte, el territorio nacional, con su costa volcada hacia el Poniente, fue desde siempre balcón abierto a la inmensidad del océano; y desde esa atalaya, el Hombre del Perú aprendió el ansia de la lejanía y la atracción del horizonte ilimitado. Desde puertos peruanos se hicieron a la vela las expediciones a la Polinesia; y en la hora del heroísmo, la vocación marina dejó rastros excelsos en la espuma sangrienta de las olas. Finalmente, desde tiempos inmemoriales el hombre peruano buscó en el mar uno de sus medios de subsistencia; y la tradición ha recogido sus faenas de pescador a través de las vicisitudes del pasado hasta el cuasi explosivo desarrollo de su industria pesquera en los últimos años. Elementos son éstos que, en tanto que signos de esa doble y constante presencia del Hombre y el Mar en el ambiente geográfico peruano, no podía dejar de registrarse en una publicación que aspirase a constituir un documento integral de consulta histórica dentro de la bibliografía nacional. Y por eso, sus promotores no vacilaron en ampliar los objetivos de la obra en proyecto para extenderlos, más allá de los aspectos técnico-navales, a los demás aspectos de una historia marítima completa, con sus varios capítulos de ciencia pura, de leyenda prehistórica, de información política, de tesis sociológica y de experiencia de economía humana. Tal será el contenido de esta obra cuyos varios volúmenes comienzan hoy a publicarse bajo los auspicios de la Marina de Guerra del Perú.

Una de las preocupaciones fundamentales de la Comisión de Trabajo fue, desde el primer momento, la de seleccionar las fuentes sobre las que debiera concentrarse más particularmente la labor de investigación histórica acerca de cada uno de los temas previstos en el prospecto. Fruto de esta selección y del concurso de algunos competentes investigadores destacados in situ ha sido la

obtención de un precioso caudal de referencias documentales en archivos, bibliotecas, museos y altas dependencias oficiales de España, Francia, Holanda, Dinamarca, Austria, Inglaterra e Irlanda; todo ello aparte de valiosos datos logrados por vía epistolar en otros países. De este modo quedaron completadas en lo posible las fuentes nacionales de investigación ya existentes en instituciones y establecimientos públicos o en bibliotecas y archivos particulares del Perú.

II

Bien conocida era, desde tiempo atrás, la excepcional riqueza ictiológica de nuestras aguas marítimas, debida a la incidencia en toda el área costera de factores específicos favorables y poco menos que únicos, como son: la presencia de la llamada Corriente Peruana o de Humboldt, la vecindad de la Cordillera de los Andes y una especie de convergencia de influjos de orden geológico, meteorológico, hidrográfico y climático cuya acción combinada sobre la Corriente y las Montañas convierte ese amplio paraje geográfico en foco de fecunda actividad biológica que se materializa en la flora y la fauna marinas de la costa peruana.

Pero pese a esta perspectiva, pródiga en posibilidades industriales, y pese a la vocación pesquera de nuestro pueblo, perceptible en testimonios que se remontan —más atrás de la dominación colonial española— a los pobladores indígenas de la época pre-colombina, la captación de esta riqueza en beneficio del hombre peruano no alcanzó a ser lograda en la medida apetecible. Nuestra industria pesquera entre los años 40 y 50 del siglo en curso no rebasaba aún visiblemente la etapa que llamaríamos rudimentaria de la pesca doméstica, que se vale de embarcaciones menores y del esfuerzo individual, sin noción todavía de la gran empresa ni del capital coordinadamente organizado para la captación de esa riqueza en beneficio del hombre peruano. No era ajena, sin duda, a esta situación de retardo la ausencia de un sistema explicito de legislación internacional que definiese la extensión de los mares territoriales; pues son hechos conocidos en la historia del Derecho Marítimo la oposición de muchos Estados a admitir como norma la pretendida

anchura de 3 millas, fruto de una arbitraria concepción del siglo XVIII, y la adopción por no pocos de ellos de cifras bastante mayores para determinar unilateralmente esa anchura. Tal estado de cosas, al restar garantías de estabilidad a la delimitación de dichos mares, creaba desconfianzas a la inversión financiera y detenía el desarrollo de la industria de la pesca en los países débiles. Motivos eran éstos más que suficientes para hacer imperiosa la urgencia de decisiones que dejaran en claro la porfiada cuestión.

El mar territorial de 3 millas, explicable quizás en espacios marítimos reducidos como el Mediterráneo, el Mar del Norte o el Báltico, pretendía ser erigido por ciertas potencias en una regla de aplicación universal, incluso para Estados cuya fachada marítima daba frente a extensiones oceánicas de millares de millas como ocurre en el Continente Americano, en el Asia del Sur, en Africa o en Australia. Tal criterio era, a ojos vistas, inequitativo por desigualdad de trato, pues que no entraba para nada en él la consideración de la diversidad de las circunstancias geográficas de cada lugar. En nombre y en defensa del principio de la libertad de los mares, que intenta asegurar la libertad de las comunicaciones, se llegaba a echar en olvido que el elemento de la apropiabilidad, inherente a las zonas de mar territorial, es, a su turno, condición sine qua non de la seguridad de los Estados y expresión del derecho esencial de sus habitantes a la subsistencia y desarrollo en tanto que seres humanos urgidos de un habitat o espacio vital productivo, más o menos extenso según el grado de sus necesidades y la amplitud de su ambiente circundante.

La drástica reducción del área de los mares territoriales buscaba justificación aparente en el propósito de no ver amenguada la extensión del "mare liberum", el mar de todos y de nadie cuya utilización en común, según el pensamiento de Grocio, habría de garantizar una pacífica convivencia humana. Pero la realidad de los hechos se encargó de demostrar que las aplicaciones prácticas del mar libre fueron otras muy distintas de las que noblemente auguraba el jurista de Delft. La historia del encogimiento de los mares territoriales no fue sino el reverso de otra historia: la de la prepotente política de la expansión al máximum de las áreas del océano, ejercitada con afán de imperio por las potencias navegantes y por

PROLOGO

aquellas otras que aspiraban al monopolio o a la primacía de influencias en el campo marítimo del comercio internacional.

Mas dejando de lado estos aspectos, cuyo egoísmo utilitario cierra el paso a su supervivencia, otros motivos de más profunda entraña habían ya desbaratado la avara concepción de las 3 millas como medida de la anchura del mar territorial, fundada sólo en el concepto de la defensa militar del territorio regulable por el alcance eventual del tiro de cañón. El mar territorial no era eso, o no era sólo eso, porque había conceptos de mucho mayor hondura filosófica que justificaban mejor o caracterizaban con más cabal contenido esa vieja institución del Derecho Marítimo. Por algo el filosofismo había atraído la atención de los pensadores hacia el estudio de la persona humana y de sus altos atributos e incubado en el espíritu de la Francia de la Bastilla las ideas de la Declaración de los Derechos del Hombre. El ocaso del siglo XVIII comenzó a marcar una presencia nueva en el campo del Derecho Internacional: la presencia del Hombre, del Hombre como tal, como individuo de la especie, como ente de raciocinio y voluntad propios, como ciudadano del mundo y no ya simplemente como súbdito de un Estado o como poseedor de una nacionalidad. Fue así esbozándose y afirmándose en el trato recíproco de los Estados la tendencia a una sistematización de medidas comunes conducentes a uniformar la protección internacional del Hombre, a manera de paso premonitorio para la creación ulterior de una institución organizada de derecho internacional con inspiración humanizante; y entre aquellas medidas iniciales figuraron acuerdos sobre trato de prisioneros y humanización de las leyes de la guerra, derecho de asilo, protección de las minorías raciales, religiosas o lingüísticas, y creación de "uniones internacionales" para la divulgación de la higiene, para la lucha contra la trata de blancas, el opio y la esclavitud y para el fomento de la cooperación intelectual sin discriminación de países. El acontecer histórico trajo luego un siglo XX cargado de sucesos tremendos o impresionantes: las dos guerras mundiales, el caer y levantarse de viejas y de nuevas grandes potencias, el gigantismo de la industria, la generalización del trabajo colectivo con sus conflictos sociales y el desempleo, el estallido demográfico, la quiebra del colonialismo y el nacimiento a la libertad de cerca

de una centena de Estados nuevos sin madurez cívica ni economía organizada. Este cúmulo de grandes hechos y de grandes problemas vinculados al Hombre trajo consigo una intensificación del sentimiento universal en favor suyo, en favor del Hombre golpeado, inerme, necesitado, amenazado e inexperto, pero a la vez gallardo, heroico, capaz de sacrificio y exigente; y al surgir en escena los organismos internacionales como fruto de los tratados de post-guerra, era ya un postulado de la ciencia sociológica que la idolatría del Estado había perdido su vigencia y que, como fundación humana, el Estado no era más un FIN, sino un MEDIO puesto al servicio del Hombre para permitirle alcanzar sus propios fines. Así, en un admirable proceso de substitución de sus bases primigenias, el Derecho Internacional cambia de sujeto, depone de esa investidura al Estado y erige al Hombre como sujeto directo de sus investigaciones y desvelos y como meta última de la protección internacional. El profesor Alberto Ulloa ha descrito, en forma que me permito llamar insuperable, esta nueva fisonomía del Derecho Internacional, cuyo rasgo dominante radica en la consagración del Hombre como centro causal de esa disciplina jurídica, y como eje indiscutido de la sociología política internacional¹.

Tan radical evolución no podía dejar de reflejarse con efectos igualmente trascendentales en la rama del Derecho del Mar. La preocupación por el Hombre y por el bienestar humano se ha manifestado allí también en las tendencias de la nueva doctrina jurídica. La justicia y la equidad aconsejan, y aun prescriben poner a disposición del hombre en su propio habitat todo el acervo de recursos que la Naturaleza le brinda para proveer suficientemente a su subsistencia y a su legítimo desarrollo en el grado que, según la escala de los seres, le asignan sus sobresalientes calidades. Y para ello es preciso, sobre todo, definir cuál sea la amplitud de ese habitat en referencia a la población de cada Estado. Si «habitat» es el espacio en que se asientan las fuentes de recursos y alguna de las actividades habituales de los pobladores de un país, hay que convertir en que el verdadero habitat abarca no solamente el territorio nacional, sino también el mar contiguo con sus yacimientos minerales y de hi-

(1) A. Ulloa "Derecho Internacional Público", tomo 1º, págs. 355 y siguientes y 587 y siguientes, Madrid, 1957.

drocarburos de suelo y subsuelo, y con su permanente y renovado vivero de flora y fauna marinas, campo habitual de las operaciones pesqueras de los habitantes del lugar para los fines de alimentación y desarrollo de la población nacional. El «habitat geográfico» del Estado se caracteriza, pues, por una conjunción indisoluble de dos espacios contiguos y articulados al servicio del hombre: el espacio terrestre y el espacio marítimo, estrechamente compenetrados entre sí, unas veces por la plataforma continental (prolongación submarina del territorio emergente) y siempre por factores telúricos o geofísicos, tales como la temperatura, la lluvia, los vientos y la erosión superficial o submarina, todos los cuales actúan sobre los dos "espacios" como estímulos articulantes o como causas de transformación energética de orden bioquímico. Valga como ejemplo la erosión terrestre, cuyas partículas minerales —lentamente disgregadas en el lecho marítimo y luego disueltas y difundidas por las corrientes locales hasta llegar a las capas superiores o cuasi superficiales del mar— proporcionan, mediante el fenómeno de la absorción que la planta acuática realiza, los elementos complementarios de aquellos otros que en la misma planta determina el fenómeno de la fotosíntesis para dar, como resultante de tan maravillosa conjunción, el rico fitoplancton que sirve de alimento, directa o indirectamente, a la fauna ictiológica marina. De este modo, Hombre, Territorio y Mar constituyen hoy un tríptico de elementos inseparables en el que el segundo de ellos, el territorio, tiene como natural fracción integrante al último, el espacio marítimo aledaño, para constituir entrambos el habitat del Hombre de esa tierra, primer elemento del tríptico y beneficiario de los recursos naturales de los otros dos, a cuya sombra existe, subsiste y prospera.

A la luz de esta visión integracionista, en que tiene su parte la ciencia pura, el detalle de la limitación por medidas convencionales de la anchura del mar territorial resulta una ocurrencia ingenua o, en el mejor de los casos, un recurso político disculpable para tantear soluciones, pero erróneo en sí mismo. Las dimensiones del mar territorial no pueden depender de antojadizas convenciones humanas, sino de las normas inflexibles que traza la Naturaleza para el armonioso concierto de los mecanismos naturales. El "complejo biológico" de cada costa marítima, es decir, el conjunto de las praderas ma-

rinas de "plancton" y de las variadas especies ictiológicas que las pueblan constituye un viviente sistema orgánico muy complicado y vasto, sujeto a leyes ecológicas todavía misteriosas en cuanto a sus causas, pero evidentes en sus manifestaciones y que, según las circunstancias del medio ambiente de cada región, exigen áreas de funcionamiento mayores o menores cuya apreciación en mensuras sólo aproximativas, no puede obtenerse sino por observación y la investigación científica a través de dilatados periodos de tiempo. Así es, por ejemplo, como en nuestros mares ha quedado averiguado que el habitat o ámbito vital del complejo ictiológico peruano se acerca mucho y en veces sobrepasa las 200 millas de distancia de la costa, tanto en lo que se refiere a los cardúmenes ambulantes de anchoveta como en lo tocante a determinadas especies pelágicas: Unos y otras se acercan o se alejan temporalmente de la línea costera según las estaciones del año y según las variantes de la Corriente Peruana, cambiando así por periodos sus zonas de emplazamiento en el mar. La Corriente viene a ser, pues, el cauce natural, el habitat de la fauna ictiológica local. Dadas estas realidades científicas, no es posible en la actualidad determinar a priori la anchura de ningún mar territorial. Sin embargo, las Conferencias de Ginebra de 1958 y 1960 no captaron en absoluto estas verdades. La solución plausible no puede ser otra que dejar a la seriedad y responsabilidad de cada Estado la investigación de su propio caso y la fijación soberana de la línea externa del mar territorial de su pertenencia.

Tales son las bases científico-sociales sobre las cuales el Derecho del Mar contemporáneo sustenta su concepto del mar territorial. Lejos está del pensamiento actual la intención de excluir o de restar importancia dentro de ese concepto al criterio de la defensa militar del territorio; antes bien, lo perfecciona y amplía en un sentido de "seguridad nacional" dentro del cual se comprende no sólo la defensa contra una agresión armada, sino la preservación contra todo peligro de otro origen, por ejemplo, la depredación de los recursos del mar en daño de su buena conservación por el empleo de métodos vedados en el ejercicio de la pesca o caza marítimas; y la contaminación de las aguas o del ambiente por abuso o descuido de terceros en la navegación de la zona. Pero lo que hoy es más fundamental en el concepto de mar terri-

torial es su aspecto sociológico y humano y, consecuentemente, las derivaciones económicas que se siguen del aprovechamiento de los recursos naturales en él existentes para beneficio de los habitantes del territorio ribereño.

Ya desde 1918 el internacionalista argentino Profesor José León Suárez se anunciaba como uno de los precursores de estas ideas, al proclamar: 1º) La extensión de la soberanía marítima del Estado a la plataforma continental. 2º) La necesidad de ampliar el mar territorial de 3 millas, "arbitrario y anacrónico", para toda clase de efectos y, sobre todo, por exigirlo así la pesca y la caza marítimas, cuyos ejemplares más valiosos evolucionan o desenvuelven el ciclo de su vida a un lado y a otro de la línea divisoria entre el mar territorial y el mar libre; línea artificial e imaginaria trazada por el hombre, pero que pretende separar en zonas lo que por su propia conformación física y por obra de la Naturaleza constituye un conjunto único y sin solución de continuidad. 3º) El derecho de cada pueblo a buscar en la explotación de los recursos del mar territorial debidamente ampliado y su plataforma, las soluciones adecuadas para contrarrestar el aumento, ya entonces perceptible, del consumo alimenticio de sus habitantes; con tanta mayor razón, cuanto que esos recursos o riquezas, al estar allí depositados por la mano pródiga de la Naturaleza, no requieren de parte del hombre ribereño para ser utilizados sino el acto primitivo y natural de la aprehensión. 4º) La imposibilidad de que un mar de 3 millas pueda abarcar los requerimientos técnicos de la defensa militar de las costas, habida cuenta del progreso de los armamentos¹.

Llega aquí el momento de señalar lo que toda esta evolución del Derecho del Mar entraña en cuanto a cuál sea la naturaleza de los derechos inherentes al mar territorial, exigibles por el Estado para beneficio de su pueblo en frente de terceros. La índole de esos derechos se infiere del examen de los elementos que integran la actual noción del mar territorial. Como elementos materiales de esa noción figuran las riquezas y recursos naturales de las aguas, lecho y subsuelo de ese mar; y si tales recursos, ya sea que constituyan un complejo biológico marino, ya depósitos de determinadas formaciones mine-

(1) José León Suárez, "El mar territorial y las industrias marítimas". Diplomacia universitaria en América.— (Versión no literal del texto).

ralógicas, están natural y racionalmente destinados —a manera de hipoteca inmanente— a proveer las necesidades de subsistencia y desarrollo del hombre vecino, vale decir, del Hombre como sujeto del Derecho Internacional, es obvio que el Estado, en cumplimiento de sus obligaciones sociales, posea la autoridad suficiente en uso de su soberanía y emplee los instrumentos legales precisos para administrar y disponer de los susodichos recursos a favor de sus ciudadanos, con las características de posesión, dominio y disfrute indispensables para su efectivo aprovechamiento. Esta tesis sobre el régimen jurídico de propiedad de los recursos naturales del territorio estatal y de su mar contiguo ha entrado sin reservas en el campo de la doctrina y ha recibido confirmaciones reiteradas en acuerdos de las Naciones Unidas¹. Y no se diga que lo aquí expuesto otorga una exclusividad tal vez discutible en favor del hombre ribereño o local; pues tal exclusividad es sólo aparente si se considera que de idéntico derecho disfrutaban los habitantes ribereños de todos los demás mares territoriales del mundo. Lo que, en cambio, resulta inaceptable es que pescadores de otros grandes Estados industriales que tienen sus propias costas y su propia fauna ictiológica recorran largas distancias, frecuentemente intercontinentales, para acudir a pescar en mar ajeno con desmedro de las gentes oriundas del lugar. El Profesor Ulloa pronuncia a este respecto este juicio definitivo: "... Negar a los hombres que viven en las regio"

- (1) Consejo Interamericano de Jurisconsultos, reunión de Buenos Aires, 1953, Resolución XIX: "El desarrollo de la técnica en cuanto a los medios de exploración y explotación de las riquezas de las plataformas continentales e insulares de los países americanos y de los mares adyacentes, ha tenido como consecuencia que el Derecho Internacional reconozca a los Estados el derecho de proteger, conservar y fomentar tales riquezas, así como para asegurarse el uso y el aprovechamiento de las mismas".

La Declaración Universal de los Derechos del Hombre emitida por la Asamblea General de N.U. en París el 10 de diciembre de 1948, proclama en sus artículos 3 y 25 el derecho de las personas a la vida, a la subsistencia y demás aspectos económicos conexos, a la salud y al bienestar. Y el Art. 28 hace explícita la obligación del Estado —como representante del orden social— de asegurar a las personas la consecución y disfrute de aquellos objetivos.

Ver Resolución N° 2692 (XXV) de la Asamblea General, de 11 de diciembre de 1970, sobre derecho de los pueblos y de los Estados a ejercer una soberanía permanente sobre sus riquezas y recursos naturales.

PROLOGO

*“nes costeras de nuestros países, que sufren las condi-
“ciones inhóspitas del mismo medio, de la misma cor-
“dillera y del mismo ambiente que creó la riqueza”
“marítima; negar a esos hombres el derecho preferencial”
“a la riqueza que se encuentra al alcance de sus ma-
“nos, de aprovecharla en beneficio de su condición de”
“seres humanos —no de nacionales peruanos o chile-
“nos—... equivaldría a pretender que el ser humano”
“sobre cuya cabeza se ofrecen los frutos ubérrimos de”
“árboles cuyas raíces se encuentran en su heredad, deba”
“perecer de hambre y no beneficiarse de esos frutos, en”
“espera de que una caravana distante e irresponsable,”
“contra la Naturaleza, contra los intereses humanos,”
“contra el legítimo beneficio de los vecinos, de los cerca-
“nos, de los dueños naturales, venga para completar su”
“mesa y el lucro de los que tienen otros medios de vida”
“diferentes y muy superiores a los nuestros”¹. En el ca-
so particular del Perú —que es también, salvadas ciertas
diferencias, el de Chile y el Ecuador— hay que consi-
derar que nuestra riqueza pesquera está, —como queda
dicho y como lo acredita en forma plena el contenido de
la obra que aquí prologo—, favorablemente influida por
causas originadas en nuestro propio territorio, por con-
diciones locales especialísimas de orden natural y cien-
tífico provenientes de la formación geológica de la costa,
de la erosión y sus efectos, del arrastre por nuestros
ríos de desechos mineralógicos y orgánicos, de la vecin-
dad inmediata de la Cadena de los Andes, de factores de
latitud y temperatura y del régimen de vientos y lluvias;
de modo tal que, asociados estos hechos al paso por el
flanco de nuestras costas de la fría Corriente Pe-
ruana, que recibe de aquéllos mil decisivas influen-
cias traducidas en la fecundidad de la fauna, bien
pudiera decirse sin hipérbole que esa opulencia es
hija del territorio. De tal tierra, tal mar. Queda
en claro, en suma, que existe establecido un general
consenso en el sentido de que los Estados gozan de un de-
recho de apropiación sobre los complejos biológicos de sus
respectivos mares territoriales en la integridad del espa-
cio vital que abarca cada uno, así como sobre las riquezas
del suelo y subsuelo. Y esto implica el dominio sobre el mar*

(1) A. Ulloa, Discurso ante la Comisión I, 3ª Reunión del Comité Interamericano de Jurisconsultos, México, 1956, “Actas y Documentos”, U.P.A., Washington.

mismo en que tales recursos vivos tienen su emplazamiento, porque ese mar no es otra cosa que el medio ambiente o habitat que aquéllos ocupan y que garantiza su vida y su reproducción. Sin el dominio de ese mar y sin su posesión no serían —por otra parte— viables la exploración, la explotación ni la extracción de las substancias minerales del suelo y subsuelo marinos. Huelga decir que ninguna de estas expresiones de dominio del Estado ribereño sobre sus aguas territoriales puede ni debe interferir el principio de la libertad de comunicaciones que el Derecho Internacional reconoce a la comunidad de los Estados y cuya forma tangible viene a ser en este caso la libertad de navegación; entendida en los mares territoriales, según el propio Derecho Internacional, bajo la fórmula del "paso inocente" como expresión de seguridad o garantía para la respectiva soberanía nacional.

Cabe, pues, concluir que los derechos inherentes al mar territorial —hoy más aún que ayer, atentos los motivos que han determinado la ampliación del área de este último— son derechos que entrañan un concepto de pertenencia y no de mera posesión o usufructo de los recursos marinos por concesión graciosa de la comunidad internacional al Estado ribereño. Y eso, porque tal género de derechos emana de la naturaleza misma de las cosas, sin que sean de suyo susceptibles de recortes o de convenciones capaces de torcer su índole de elementos integrantes de la soberanía de aquel Estado.

Es comprensible que al ampliarse o completarse, sobre bases científicas y humanas, la noción primitiva del mar territorial y su área por virtud de la evolución que hemos descrito, puedan ser aceptables y aun en algún caso convenientes ciertos reajustes adjetivos sobre materias de reglamentación; por ejemplo: cierta mayor liberalidad en el ejercicio por terceros Estados del "paso inocente" o del derecho de "sobrevuelo" de espacios nacionales. En cuanto a la pesca, nada hay que impida al Estado costero, dentro del área de su nuevo mar territorial, otorgar a pescadores extranjeros licencias para el ejercicio de esa industria, en la prudente proporción en que lo permita la prioridad debida a los pescadores nacionales. Quedaría, así, conciliado en forma adecuada a la índole jurídica del mar territorial cualquier asomo de incompatibilidad entre el derecho de soberanía del Estado ribereño y el de-

recho de libertad pesquera que —antes de la innovación legal— prevalecía en el mar libre para los súbditos de terceros Estados. Ahí se detienen las concesiones de la doctrina. Y tampoco cabría pedir más, pues a sólo esos hechos sustanciales: libertad de las comunicaciones y del comercio marítimo y ejercicio eventual de la pesca ha quedado hoy reducido el antaño amplísimo principio de la libertad de los mares, si se tiene en cuenta —de un lado— la ya remota extinción de la piratería y —del otro— las restricciones que en las últimas grandes guerras impusieron en el mar libre los Estados beligerantes al comercio neutral (“zonas de guerra” no accesibles a la navegación neutral, campaña submarina irrestricta, listas negras, etc.). Puede agregarse que a la altura a que han llegado los principios del Derecho Internacional actual, no parece acertado ver peligros para el Estado ribereño en el hecho de asumir como dueño la obligación de proveer a la defensa de su mar territorial pese a su mayor vastedad de superficie; y antes bien, la tenencia del pleno señorío jurídico del mar ante terceros puede constituir un elemento de alivio en sus obligaciones de defensa; pues una vez clarificada para el Estado costero su posición de propietario, surge naturalmente en los demás Estados y en la comunidad internacional la obligación correlativa del respeto a esa posición, vale decir, de improbabilidad e ilicitud del “casus belli”. Con la proclamación de sus principios básicos de paz y de justicia, la Carta de las Naciones Unidas califica de “agresión” todo abuso de fuerza o de poder y ha erigido como normas de la conducta internacional el respeto de los valores jurídicos, de los derechos calificados y de los pactos suscritos. Bajo estas garantías, una humanidad civilizada no tiene porqué no confiar en la firmeza del “status” jurídico del mar territorial de los Estados débiles frente a la supremacía material de los fuertes.

Después de estas consideraciones, resulta poco menos que evidente cuán inútil es la tendencia que, con origen político, se ha esbozado recientemente en el sentido de innovar la terminología jurídica en uso, para eliminar del léxico del Derecho del Mar la denominación de “mar territorial” y sustituirla por otras que no harían sino soslayar la verdad científica de esa noción y consumir en ella la mutilación de elementos inherentes a su naturaleza ontológica. No es razonable el intento de desterrar ese

apelativo de "mar territorial" que, sobre hallarse universalmente divulgado y admitido, no puede ser tildado de impropio o inadecuado, ya que, por el contrario, enuncia mejor que ningún otro la idea de cosa integrante o complementaria del "territorio" y dotada de las mismas características jurídicas que éste en cuanto dependencia del Estado. La ineficacia del cambio de nombre parece fuera de duda; porque mientras en el mar ribereño haya recursos ictiológicos y minerales naturalmente existentes allí para beneficio del hombre local, cuyo amparo y salvaguarda ejerce el Estado, ese mar, por dictado de la Naturaleza y del Derecho, seguirá siendo cosa del dominio público del dicho Estado para que éste pueda proveer al cumplimiento de sus obligaciones sociales: y ello, ya sea que se le dé el nombre de "mar territorial", "jurisdiccional" y/o "patrimonial"; con la diferencia de que mantenido el primero, se obtendrá una expresión idiomática más precisa y verídica y menos ocasionada a equívocos indeseables en la terminología científica. Pero la verdad es que en este asunto hay en juego algo mucho más sustancial y trascendente que un simple cambio de nombres; y precisa esclarecerlo para evitar que las instituciones jurídicas resulten desfiguradas. Los términos "mar patrimonial" y "mar jurisdiccional" entrañan, en concepto de sus autores, una variación básica o de fondo en cuanto a la naturaleza de lo que llamamos "mar territorial". Esos términos presuponen que el espacio marítimo exterior a las 12 millas de distancia de la costa forma ya parte del "mar libre" cuya posesión corresponde a la comunidad internacional y donde la soberanía plena del Estado ribereño no podría ser ejercida por tratarse de mar ajeno. Y si se parte de esta tesis, cualquier aspecto de jurisdicción parcial o específica que se reconozca en ese espacio al Estado costero, sea para el ejercicio de la pesca, de la policía aduanera o de cualquier otro objetivo, no implicaría por parte de ese Estado un acto soberano de propia iniciativa, sino una concesión liberal de la comunidad de los Estados, un permiso condicionado cuya contingencia salta a la vista. Dentro de tal situación y a la luz de las concepciones del nuevo Derecho del Mar, el Estado ribereño queda mutilado en su fueros porque carecería en el área comprendida entre las 12 y las 200 millas de un atributo que es el signo esencial de la soberanía, a saber: el poder de legislación, el derecho general

de legislar; y esto, allí precisamente donde tienen su emplazamiento los recursos naturales —minerales e ictiológicos— cuya administración y utilización corresponden en derecho a ese mismo Estado para proveer a la subsistencia y desarrollo de sus habitantes. ¿Cómo explota y cómo defiende esos recursos y su habitat un Estado que para ello no puede legislar? Tamaño contrasentido no resiste un examen en buena lógica jurídica. La única solución de esta incongruencia es aceptar la tesis del "mar territorial".

La imagen —hasta aquí descrita— de la evolución operada en el Derecho del Mar y, concretamente, en la noción de "mar territorial", hoy anclada en la idea del Hombre, revela que nos hallamos en presencia no de un simple proceso de transformación o reforma de las antiguas reglas de legislación marítima, sino de un hecho mucho más hondo e importante, a saber: el advenimiento de un Derecho nuevo, fundado en concepciones ideológicas antes inéditas en el campo del Derecho Internacional y destinado a regir situaciones reales que precedentemente no existían o no habían sido tomadas en cuenta¹.

Derecho nuevo, pero perfectamente caracterizado ya, en el cual el apremio de necesidades recientemente aparecidas y el influjo de criterios sociales antes subestimados plantean soluciones propias que no tienen precedentes legislativos. Y es capital reparar en esta distinción entre "reforma de las leyes" e "innovación de la ley", porque uno y otro fenómenos, por ser de índole diferente, están sujetos a tratamiento distinto cuando se trata de darles consistencia legal definitiva. La reforma de la ley adapta al momento actual el pasado legislativo, actualiza o complementa la ley originaria, reorienta el derecho establecido; pero "reformular" no es "crear". En cambio, para llamarse "innovadora" la ley que realmente lo es, crea, inventa, llena un vacío legal, HACE DERECHO. Por eso, la filosofía del nuevo Derecho del Mar se apoya en consideraciones totalmente ajenas a las que inspiran una reforma legislativa. Así, por ejemplo, al introducir en la noción de "mar territorial" el elemento Hombre como sujeto central, al servicio de cuya subsistencia y desarrollo son puestos los recursos marinos que, en cumplimiento de su misión, administra el Estado, la nueva filosofía no invoca ya como motivo de la norma el elemento

(1) Véase al respecto A. Ulloa, "Derecho Internacional Público" tomo 1º, pág. 355 N° 442; pág. 563 Nos. 650, 650a y 651.

de la "defensa armada del territorio nacional" que era la clave justificativa del antiguo mar territorial de 3 millas. A la luz de estos esclarecimientos, la actitud de los países latino-americanos que han extendido mediante proclamaciones unilaterales y a base de concepciones nuevas las áreas de sus mares territoriales, queda limpiamente encuadrada en la ortodoxia procesal del derecho sin infracción de las reglas clásicas. Conviene no olvidar que el mar de las 3 millas no llegó a constituir una regla del Derecho Internacional, porque nunca obtuvo el apoyo de una mayoría de Estados; y la misma suerte corrió la fórmula de las 12 millas sugerida en Ginebra en 1958, que tampoco alcanzó suficientes adhesiones; sin que, por tanto, los Estados de opinión disidente se hallaran obligados a respetar internacionalmente esas dimensiones. Mal puede, pues, decirse que aquellas proclamaciones unilaterales hubieran transgredido normas reconocidas como vigentes por el Derecho Internacional universal. Pero además, y sobre todo, lo fundamental es que tales proclamaciones obedecieron a un imperativo ya entonces presionante del pensamiento jurídico contemporáneo sobre cuestiones del mar; y de realidades nuevas no incluidas en las regulaciones del Derecho Internacional clásico. Nótese que en esa época existían ya, por ejemplo, valiosos testimonios no sólo de la doctrina de los juristas y de las opiniones en organismos internacionales, sino del criterio individual de otros Estados, en el sentido de reconocer el derecho prioritario de los pueblos al aprovechamiento de sus riquezas y recursos naturales marinos para atender a su subsistencia y desarrollo. Y de ello resulta que, en rigor, las proclamaciones gubernamentales de la década del 40 al enunciar el mismo principio, fueron mucho más que simples actos unilaterales o solitarios de tal o cual Estado: ellas estaban respaldadas por un creciente consenso múltiple que implica una forma de coincidencia convencional o multilateral con las ideas sustentadas en tales documentos y que robustece, por tanto, su eficacia. Las proclamaciones buscaron la forma jurídica supletoria más adecuada para introducir en las legislaciones nacionales, con proyección al exterior, los principios de un derecho nuevo en aquellos capítulos del Derecho del Mar cuyas prescripciones, notoriamente erróneas o deficientes hasta el punto de mostrarse caducas e inservibles, habían sido sobrepasadas.

sadas por el empuje de la realidad social y humana. Obligación de los organismos internacionales habría sido, desde muchos años atrás, formalizar esta evolución de los conceptos jurídicos; reparar en el anacronismo que acusaban las reglas envejecidas; y propiciar su enmienda por los medios institucionales en uso. Pero no habiendo ocurrido así, los Estados —individualmente— no se hallaban en aptitud de cruzarse de brazos y tratar como inadvertida una evolución doctrinaria que en la práctica golpeaba exigentemente a sus puertas con el severo alda bonazo de los requerimientos de sus pueblos, amagados por la angustia de la explosión demográfica, de la pobreza y del subdesarrollo. Las fuerzas que gobiernan la evolución de la sociedad humana obedecen a internos acicates profundos que no pueden estar a merced de la voluntad reguladora de los hombres ni de la incuria o negligencia de las instituciones convencionalmente establecidas. Llega un momento en que la voz de la necesidad se hace presente así sea por boca de los débiles, para iniciar de abajo a arriba el ya tardío advenimiento de lo justo. Reflexiones son éstas que pesarán, sin duda, en el espíritu de los organismos internacionales cuando quieran acordar a estos temas el honor de su sapiente examen. Ellos saben que no es viable mantener un derecho de corte utilitario que ya pasó de hora, frente a la urgencia de dar paso a un derecho nuevo imbuido del concepto de la comprensión humana. Y habrá también de tenerse en cuenta que ese nuevo derecho tiene ya vigencia plena, a través de 25 años, en el cotidiano ejercicio de su aplicación a la mayor parte de los mares nacionales de la América Latina.

La general ansiedad por una nueva legislación marítima comenzó a expresarse en 1945. En septiembre de ese año, el Presidente Truman proclamó la pertenencia a los Estados Unidos de los recursos naturales del suelo y subsuelo de la plataforma continental americana por debajo del alta mar; y en documento simultáneo, procedió a la creación en las áreas de alta mar contiguas a las costas americanas, de "zonas de conservación" destinadas a preservar las especies ictiológicas y a resguardar los recursos pesqueros en beneficio de las comunidades nacionales costeras y de la industria nacional, bajo la regulación y control del Estado. En octubre de 1945 una proclamación mexicana encara los dos problemas: sometimiento a vi-

gilancia y control de zonas de mar libre susceptibles de ser fijadas sobre bases científicas, independientemente de su distancia a la costa, con el objeto de proteger los recursos pesqueros, "por corresponder esa riqueza en primer lugar al país que la posee"; y reivindicación de toda la plataforma continental adyacente a las costas de México, y sus riquezas. En octubre de 1946, el Gobierno Argentino declaró pertenecientes a la soberanía nacional el zócalo continental argentino y el mar epicontinental, sin afectar la libre navegación. La Constitución de Panamá, de 1º de marzo de 1946, estableció igualmente que "la plataforma continental submarina correspondiente al territorio nacional pertenece al Estado". Finalmente, en junio de 1947, el Gobierno de Chile confirmó la soberanía nacional sobre el zócalo continental adyacente a sus costas, cualquiera que sea la profundidad a que se encuentre; y reivindicó todas las riquezas naturales que existen sobre dicho zócalo, en él y bajo él. En cuanto a los mares adyacentes, proclamó sobre ellos la soberanía nacional, cualquiera que fuere su profundidad, hasta una distancia de 200 millas, para reservar, proteger, conservar y aprovechar sus recursos y riquezas naturales, sometiendo a vigilancia especialmente las faenas de pesca y caza marítimas, para impedir que esas riquezas fuesen explotadas en perjuicio de los habitantes de Chile.

Tales fueron los antecedentes inmediatos del Decreto Supremo de 1º de agosto de 1947, en el cual el Perú se pronunció, a su vez, con acuerdo del Consejo de Ministros, sobre este vitalísimo problema tan especialmente ligado a su realidad geográfica y humana. La finalidad primordial de ese Decreto, expresada en el último de sus considerandos, fue "fijar de una manera inconfundible el DOMINIO MARITIMO de la Nación, en ejercicio de la soberanía y en resguardo de los intereses económicos nacionales". Dentro de ese "dominio marítimo" ubica el Decreto, con los atributos de "soberanía y jurisdicción" propios de lo que es pertenencia del Estado: 1º) La plataforma submarina o zócalo continental e insular, que forma "una sola unidad morfológica y geológica con el continente", cualesquiera que sean la profundidad y la extensión que abarque dicho zócalo; 2º). El mar adyacente a las costas del territorio nacional, en la extensión de 200 millas a partir de esas costas. Dentro de esa extensión ejerce el Estado las funciones de "control y protec-

ción" de las riquezas y recursos naturales que en o debajo de dicho mar se encuentren, y el derecho de "reservar y utilizar" dichas riquezas y recursos, que conforme al Considerando 2º "pertenece al patrimonio nacional". Nada de esto afectará el derecho de libre navegación, conforme al Derecho Internacional.

En lo substancial, los principios y el régimen marítimo establecidos en el Decreto peruano de 1947 fueron reiterados en la Declaración convencional y multilateral de 18 de agosto de 1952 suscrita por representantes de Chile, Ecuador y Perú en la ciudad de Santiago y ratificada por el Gobierno del Perú en Resolución Suprema de 11 de abril de 1953, aprobada por el Consejo de Ministros; con la añadidura de que en ese convenio tripartito se precisa que la soberanía y jurisdicción que se ejercen por los signatarios sobre la zona marítima adyacente, y en su suelo y subsuelo son de carácter "EXCLUSIVO", vale decir, pleno y sin ingerencia ajena, características que entrañan todos los atributos de un dominio integral. Es interesante señalar que, además, la Declaración expresa que "ella no significa desconocimiento de la limitación del 'paso inocente' o inofensivo 'a través de la zona señalada' (la de 200 millas) para las naves de todas las naciones"; y como el "paso inocente" es sólo una modalidad o forma de expresión del derecho de libre navegación a través de los mares territoriales, cabe concluir que la zona creada de 200 millas tuvo en la mente de los Estados signatarios la calidad de mar territorial.

Desde la expedición del Decreto Supremo de agosto de 1947, sus disposiciones han sido rigurosamente puestas en práctica; y esta política fue continuada y confirmada después de la Declaración de Santiago. Holgaría enumerar los incidentes que, a lo largo de los años corridos desde entonces, han puesto de relieve en el dominio público el celo con que el Perú ha defendido el cumplimiento y aplicación de ese Decreto. A la sombra de esta confianza la industria pesquera nacional ha alcanzado un apreciable desarrollo: cerca de 5,000 embarcaciones integran hoy nuestra flota de pesca; y hay 27,000 trabajadores al servicio de la industria total, dividida en dos ramas: la extractiva (pesca) y la manufacturera (fábrica de harina de pescado). El hombre peruano ha podido mejorar substancialmente no sólo los recursos de su alimentación, sino las perspectivas de su desarrollo integral. Pero ha po-

dido, sobre todo, demostrar a la faz del mundo con modestia exenta de toda petulancia, que ha sido capaz de dar aliento a una organización industrial eficiente, cuyas proyecciones en favor del país son inconmensurables y en cuya entraña se ha creado, muy firme, una conciencia de su voluntad de persistir. Queda sólo a la espera una solución sensata y definitiva del problema legal de la revisión de las normas del Derecho del Mar, de la sustitución de lo caduco por lo nuevo y actual, a fin de que asentadas las relaciones internacionales sobre base de auténtica justicia, puedan los pueblos entregarse con espíritu confiado a la común tarea de forjar amistosamente su destino.

III

En la idea de escribir una Historia Marítima del Perú paréceme descubrir, dentro del proceso sociológico peruano, un claro sintoma de madurez de la Nación. Es el gesto de quien, tras un lapso de ensayos y esfuerzos juveniles, se detiene en mitad del camino para hacer el alto de la reflexión; para inventariar —vuelto los ojos al pasado— los elementos que le permitieron forjar la parte ya cumplida en la obra de búsqueda del destino nacional. La adolescencia de un pueblo acusa frecuentemente un ritmo precipitado, un agolparse de acontecimientos en el que no siempre la voluntad halla tiempo de razonar lo bastante ni es dable un cabal dominio de las circunstancias externas. Pero llega un momento en que la conciencia creadora del pueblo, con una plenitud de estío, se siente dueña de sí misma, a sabiendas de que está ya madura para asumir responsablemente, sin improvisaciones ni tutelajes, las riendas de la evolución colectiva; y entonces, y ante todo, necesita inquirir con exactitud cuáles son, en lo material y en lo humano, los elementos componentes de la realidad en que ha actuado y en que debe seguir actuando, a efecto de utilizarlos adecuadamente, sin la abundancia postiza de lo superfluo pero también sin riesgo de ninguna omisión. Esto es, precisamente lo que, a mi entender, han sabido avizorar los autores del proyecto de la Historia Marítima del Perú al enunciar su propósito de agotar el examen de la realidad peruana para descubrir en ella la suma de factores que la

PROLOGO

integran; porque son esos factores, todos ellos y no parcialmente algunos, los que combinados entre sí, concurren a encarnar la síntesis de nuestra nacionalidad. Y he ahí cómo de ese examen resulta que el Perú no es únicamente un pueblo en un territorio; que en la noción de "Perú" incide una trinidad de factores, humano el uno y geográficos los dos restantes; y que junto al factor territorial, el marítimo, adherido orgánicamente a aquél y confundido con él en unidad funcional indivisible, participa en la formación del hábitat del hombre peruano para constituir con este último un solo ente nacional. Hombre, Territorio y Mar representan para los peruanos la síntesis geopolítica de nuestra nacionalidad.

Por eso resulta tan feliz y acertada la concepción de quienes recientemente han descrito el territorio nacional como un conjunto de cuatro regiones geográficas: la costa, la sierra, la selva y el mar territorial; lo cual implica, en otros términos, considerar a este último como prolongación de la costa y parte integrante del territorio mismo.

De aquí en adelante sabemos, pues, los peruanos que al escarbar en los secretos científicos de nuestra geografía terrestre y marítima y en los acaecimientos gloriosos o cruentos de nuestro pasado histórico, no hacemos otra cosa que sacar a la luz la realidad geo-social profunda dentro de la cual se mueve nuestra personalidad como pueblo y que sirve de asiento a nuestras estructuras nacionales. Y, como conclusión de este examen, habremos de admitir que esa realidad que nos circunda, clave remota de nuestra idiosincracia, razón de ser de no pocos de nuestros hábitos, tendencias y aptitudes, reserva vital de nuestros recursos económicos y testimonio ejemplar de las proezas de nuestros grandes hombres, constituye una parte de nuestro propio yo, es carne de nuestra carne y componente irrenunciable de nuestra individualidad como nación.

El plan de la obra, trazado en el Prospecto de pre-publicación, abarca dos aspectos diferentes: el preliminar o científico, que describe la realidad geográfica dentro de cuyo ambiente se sucedieron los hechos que habrán de relatarse; y el estrictamente histórico, que hace la narración de esos hechos. El primer aspecto exhibe el presente, es una realidad física que se mira y se palpa; el segundo, penetra cronológicamente en el pasado y lo reconstituye o investiga. La ojeada inicial ofrece una visión de la Na-

turaliza; el relato subsiguiente constituye una evocación intelectual. Advirtamos que una historia marítima no es otra cosa que el resumen de una sucesión de ocurrencias que se desenvuelven en un área marina; y para comprender los hechos ocurridos, lo primero que hace falta es identificar y conocer esa área dentro de la cual han de situarse los acontecimientos que se intenta rememorar. Primero el escenario; después, la escena histórica. En el fugaz discurrir del tiempo, los sucesos reales se esfuman sin dejar de su tránsito más huella que el escenario en que tuvieron vida efímera; pero a la hora de reconstituir los hechos, se diría que el escenario, impregnado del hábito del pasado, les infunde una vida nueva.

En este caso, el escenario es una geografía de aspectos múltiples, que comprende el ambiente integral del litoral peruano, con su mar, sus costas, sus islas y sus aires; corrientes de aguas frías, la Corriente Peruana; con geología atormentada que se hace Cordillera en los Andes, y se prolonga como plataforma continental en ciertos tramos costeros submarinos, y se desmenuza en guijarros al sufrir el arrastre de los ríos para enriquecer el lecho marino; con sus vientos de altura que, al provocar condensaciones de humedad en elevadas zonas atmosféricas, privan de lluvias a la faja terrestre de la costa; y sus vientos de superficie, pródigos en sutiles movimientos que, rizando el nivel del mar, crean en sus aguas condiciones propicias para un proceso biológico de pasmosa fecundidad, en el cual las especies de la fauna marina se agrupan y se integran en una especie de milagro de coordinación funcional. El estudio de estos fenómenos ha sido dividido por los autores de esta parte de la obra en volúmenes dedicados a la Geología, a la Biología y a la Oceanografía del Mar Peruano.

Pero el escenario geográfico en la obra de Historia que hoy aparece no queda, ni con mucho, circunscrito al ambiente de nuestro litoral. Recuérdese que esta obra no es una Historia del Mar Peruano, sino una Historia Marítima del Perú, vale decir, una Historia de la vida de la nación peruana en sus aspectos marítimos, de las empresas que los hombres peruanos abordaron a través del mar en sus viajes continentales e interoceánicos, de los contactos ultramarinos que entablaron con gentes de lejanos países y procedencias, de los lazos recíprocos de comercio marítimo que trabaron con otros pueblos y de las

luchas que libraron con las olas o sobre las olas para preservar sus barcos del naufragio o para defender su bandera de un enemigo. En todos estos casos, hay una idea matriz: la locomoción, el viaje, que supone movimiento, cambios de ubicación de las personas en el espacio, arribo a lugares nuevos, trato con otros hombres, aparición —en suma— de otros escenarios, distintos del nativo y familiar de nuestro litoral marítimo. El historiador recogerá todas estas imágenes y habrá de describirlas como telón de fondo de aquellos de sus relatos cuyo asunto recayese en sucesos ocurridos de puertafuera del Perú, bajo otras latitudes, en distinto hemisferio, al fulgor de otras constelaciones. Y de este modo, en los volúmenes históricos de la segunda parte de esta obra la realidad geográfica puramente local se ve ensanchada y enriquecida con la representación de tierras distantes, de viejas culturas, de remotos parajes foráneos en los que el hombre peruano puso su planta o dejó una huella de su acción.

El volumen dedicado a la Geología Peruana es heteróclito y grandioso: tiene de remanso y de tormenta; está hecho de brumas primarias y de catástrofes telúricas; inspira admiración y espanto. En la faja longitudinal de la costa todo es yermo y estéril. Campea allí la sumisión de los desiertos: sumisión de arenas vencidas que perecen de sed; sumisión de dunas ambulantes que la crueldad del viento aleja del mar. Largura de esqueleto yacente esa largura de la costa, desplegada de Norte a Sur como osamenta de peñascos resacos que perezosamente se calcinan al sol. De cuando en cuando, grietas transversales de las estribaciones andinas, en cuyo fondo discurren ríos generalmente magros, que prestan el alegre verdor de un valle a la aridez desolada de la estepa.

La actual ausencia de lluvias en la costa peruana es fenómeno que probablemente no data de una antigüedad muy remota. La evolución geológica continental, al modificar con sus bruscos trastornos la morfología de nuestra región costera introduciendo alteraciones en la elevación de las tierras sobre el nivel del mar y en la línea de orilla del litoral, trajo también ciertamente consigo transformaciones climáticas más o menos profundas. Puede darse como establecido que en épocas anteriores existía en la costa un régimen normal de lluvias; pues, por ejemplo, hay sitios no lejanos a Lima donde subsisten vestigios de muy antiguas terrazas o andenes que suponen o

indican la presencia de cultivos y donde, sin embargo, no se encuentra por ninguna parte huella de canales que hubieran podido conducir hasta allí el agua de regadío; de lo cual se infiere que aquellos cultivos debieron ser de secano, a base de las aguas pluviales periódicas de la zona.

Un detalle interesante de la región costera es la presencia en ella de salinas cuyo ejemplo más típico es el de las salinas de Huacho. En la bahía de este nombre, (20 x 4 kilómetros, aproximadamente), las corrientes marinas determinaron la formación de una barra o muro natural que cierra su entrada hasta una altura bastante próxima a la superficie del mar; y este proceso geológico convirtió aquel recinto en una especie de laguna o reservorio cuyo fondo rellenan en parte sedimentos diversos. La gran sequedad del ambiente en este paraje estimula una más rápida evaporación de las aguas y da lugar a que la sal marina se precipite y forme en el seno de la laguna acumulaciones cuyo rendimiento alcanza varios miles de toneladas por año. La explotación de estas salinas se realiza mediante pozas de cristalización a más o menos cinco metros por debajo del nivel del agua.

Otro fenómeno curioso de origen geológico en nuestra costa es, según se menciona en el volumen de Geología, el de la formación del delta del río Tumbes, a consecuencia igualmente de la acción de las corrientes marinas. Al entrar en contacto con el océano y debido a la diferencia de temperaturas, las aguas lodosas de ese río se coagulan; y las precipitaciones sólidas de lodo se acumulan y van creciendo aquí y allá en el área de la desembocadura hasta formar esteros e islotes en los que proliferan los manglares.

Como curiosidad muy nuestra, al terminar estos párrafos sobre la costa, cabe decir algo acerca de los métodos prácticos para establecer cuáles son los límites admitidos de esta región del país. El viejo agricultor considera que el límite se identifica, por el oriente, con el borde donde empiezan las lluvias en el interior del país. Según otros, la costa llega hasta donde pueden prosperar los plantíos de algodón. En los usos administrativos se estiman como costa las tierras cuya altura sobre el nivel del mar no alcanza los 2,000 metros. Dificilmente la técnica podrá superar el buen sentido de estas definiciones.

PROLOGO

*Viene luego en la obra el examen de la geología de la sierra. Imponente amontonamiento de cumbres que se diría la estampa indómita de una Naturaleza en rebel-
día puesta repentinamente en quietud por la potencia de inmemoriales cataclismos. Allí se ven, petrificados, los estertores de una de las edades de la Tierra. Parecería pretensión ociosa en un profano incursionar fructuosamente en materia de tan docta especialización científica: lo que al prologuista le cabe es dar humilde testimonio de su recogimiento ante ese formidable panorama de ciclopes. ¿Cuál fue el pasado de tan rudo hacinamiento de montañas? ¿Cuándo y cómo emergieron de la entraña terrestre? El relato científico recoge las respuestas a tales preguntas en el nutrido acervo de la historia del planeta y las lee, igualmente, en la página abierta de la geología local; en las huellas de los periodos pre-históricos e históricos; en las sedimentaciones paleozoicas, en las fallas e inclinación de los estratos, en la consistencia de las rocas, en el color de las areniscas, en la antigüedad de los glaciares, en las trazas igneas de los cráteres, en la orientación de las tierras aluviales y en la composición de los suelos. Con estos datos es posible reconstituir el milenario y gigantesco proceso de formación, crecimiento, consolidación, desquiciamiento y reacomodación de las masas montañosas de Sud América, hasta la final aparición de la Cordillera de los Andes; y es posible también encontrar los vestigios de las grandes invasiones oceánicas que por lo menos dos veces irrumpieron en nuestro territorio hasta llegar a las zonas bajas de la actual hoya amazónica. Con la ayuda de la imaginación, cabe asistir al decurso jamás interrumpido de esos fenómenos de asombro que desde la dormida postura de un sedimento modelan, siglo tras siglo, los nuevos rostros de la Tierra hasta terminar en las rugientes erupciones de los volcanes. En un principio debió sentirse el rumor sordo de un intenso trabajo terráqueo dedicado a trocar los lodos primitivos, húmedos y pastosos, en deleznables arcillas sedimentarias primero y luego en pizarras compactas y quebradizas, todo ello bajo el doble influjo de colosales presiones externas y del transcurso de centenas de años. Más tarde, como dombos descomunales brotados a ras del suelo, poderosos levantamientos del terreno iniciaron el gran proceso de formación de cordilleras pre-andinas ya desaparecidas, cuyos restos quedan aún*

dispersos en el fondo de nuestra costa oceánica y en algunas islas del litoral. El bullente dinamismo del subsuelo del Pacifico, elevando los niveles marinos, determinó, a su turno, inmensas y espantables marejadas que, a lo largo del periodo mesozoico, inundaron el continente y portaron consigo en su irrupción final hacia el Oriente gran cantidad de plantas arrancadas de cuajo y otras materias orgánicas, hasta depositarlas en los llanos de lo que es hoy nuestra selva virgen. Cubiertos allí más tarde esos depósitos vegetales por nuevas y sucesivas capas de terreno, se fosilizaron en parte; y en parte, tras un proceso de descomposición, dieron origen con el correr del tiempo a la formación de hidrocarburos que ahora constituyen los yacimientos petrolíferos cuya existencia ha sido determinada muy recientemente.

Una prueba indudable de las invasiones del mar sobre el continente se da en las acumulaciones de conchas marinas en los tablazos de Piura y Sechura, planicies altas que son el resultado de apreciables alzamientos de la superficie de nuestra costa sobre el actual nivel del océano.

Todavía en la era mesozoica y coincidiendo con hundimientos de la ribera oceánica, nace en la parte occidental del continente la actual Cordillera de los Andes merced al levantamiento de los suelos, empujados de abajo a arriba por la presión expansiva de grandes masas de "magma" en fusión. En el empinamiento de las nuevas montañas, que por fuera se diría expresan ansias de altura, se efectúa por dentro un fenómeno de intrusión del magma eruptivo, que acusa altísimas temperaturas. Esta candente masa líquida, al llenar las oquedades e intersticios de las rocas internas aún no consolidadas, se suelda luego a ellas por enfriamiento con el favor del tiempo; y, ya solidificada, se convierte en roquedales de granito de extraordinaria dureza. Fue así como quedó estructurada la que podría llamarse espina dorsal de la Cordillera, en la zona comprendida entre Chiclayo y Mollendo.

Ya en el cenozoico, sobrevienen procesos de dislocación por fallas de la corteza terrestre, como efecto de movimientos tectónicos internos debidos al trabajo de acomodación de las estructuras profundas de la Cordillera. La actividad sísmica se manifiesta en diversas regiones; y extienden sus dominios los horrores del vulcanismo con erupciones memorables y las bellezas de la glaciación con nevados famosos.

PROLOGO

Los capítulos que la obra dedica a la Oceanografía, eminentemente técnicos, no son por eso menos atrayentes y decisivos para demostrar que la riqueza biológica del Mar Peruano es fruto principalmente de circunstancias locales de índole natural; y que, por tanto, esa riqueza corresponde a los habitantes de nuestra nación, sin que pueda ni deba aplicarse a nuestro caso ninguna norma universalizada que nos coloque en igualdad de condiciones con otros pueblos de la tierra.

El Océano Pacífico oriental, en el sector situado frente a las costas peruanas, ofrece como característica peculiarísima la presencia de la gran Corriente fría llamada Peruana, en dirección Sur a Norte, y de otra menos importante, de aguas cálidas, procedente del Ecuador, que corre de Norte a Sur y se denomina Contracorriente del Perú. El avance de esta última (cuyo mayor caudal corre a 200 metros de profundidad) se ve de ordinario impedido de manifestarse en superficie por la acción de la Corriente Peruana en sentido contrario, que no permite a las aguas de El Niño aparecer superficialmente ni entibiar las aguas frías de la otra Corriente, próximas a la costa. Sin embargo, se dan años en que la Corriente del Niño experimenta refuerzos extrínsecos ocasionales que elevan su poder de penetración hacia el Sur debido a factores imprevistos, tales como las avenidas del río Guayas, ciertos cambios anómalos de la climatología regional con prolongación del verano, merma en la fuerza de los alisios del Sur y consiguiente reducción de los afloramientos, disminución de la anchura de la Corriente Peruana en los meses de primavera-verano, con lo cual aquélla se aleja de la costa y da paso a las aguas marinas en los puntos pegados a la costa de donde se retira la Corriente, por falta de circulación in situ; y, por último, invasión de aguas oceánicas del Oeste, que se infiltran o perforan la Corriente Peruana y la atemperan; todo lo cual constituye y caracteriza lo que se ha dado en llamar el "Fenómeno del Niño" que, sin ser ya en rigor la Corriente de este nombre, influye temporalmente en el cambio de las condiciones térmicas de las aguas marinas, y, por ende, en las poblaciones ictiológicas de la Corriente Peruana.

Con referencia a esta última, es interesante registrar un dato poco conocido. A semejanza de lo que ocurre en geología con los estratos terrestres, hay también en nuestro mar una especie de estratos líquidos, o sea capas de

agua superpuestas que se diferencian por sus características de temperatura, salinidad, densidad u otras. La importancia de este hecho estriba en que estos estratos no pueden indiferentemente servir de habitat a cualquier clase de peces: según su especie, cada pez escoge y transita por la capa o capas a cuya temperatura se amoldan las necesidades de su propio organismo; y ello, siempre que la profundidad de esas capas corresponda también a las presiones, a las cuales el animal sea capaz de adaptarse. He ahí una de las tantas maravillas que el estudio de la biología marítima nos enseña a admirar.

Pero además de las corrientes marinas, hay un factor atmosférico que, modificando las condiciones oceanográficas, influye también decisivamente para prestar al Mar Peruano las características que le son propias. Es el factor de los vientos. Presentan éstos en el ámbito geográfico de nuestro territorio movimientos en dos sentidos: horizontal y vertical. Los vientos horizontales, que no son otros que los alisios del Sur, al deslizarse tangencialmente sobre el océano, empujando hacia el Noroeste la leve capa de aguas superficiales próximas a nuestra costa y caldeadas ordinariamente por el sol; dando, así, lugar a que las aguas frías subyacentes, incorporándose a la Corriente Peruana, afloren a la superficie en sustitución de aquéllas. Este fenómeno trae consigo dos importantes consecuencias: en lo que toca al mar, el afloramiento de las aguas de la Corriente eleva o acerca a la superficie las sales nutritivas necesarias para la flora marina de que aquélla es portadora, facilitando así más tarde la captura de los peces que buscan esa flora; y en lo que toca a la temperatura ambiente de la región, la refresca hasta el punto de estabilizarla en 7 a 8 grados menos de lo que correspondería a la latitud tropical del lugar. En cuanto al movimiento vertical de los vientos sobre la costa, originado en parte por la cercanía de las montañas andinas, se presenta un fenómeno que los oceanógrafos llaman de "hundimiento del aire", en virtud del cual las masas frías y bajas de aire circulante, al tender a subir verticalmente, se ven detenidas por una capa nubosa o "techo" de estratos, relativamente caliente, hacia los mil metros de altura, que impide las ascendencias libres del aire inferior; creando, por factores de temperatura, una atmósfera reacia a resolverse en lluvia. Esta es la causa determinante de la aridez de la costa peruana. Puede por lo di-

cho, verse cómo los vientos aportan a nuestra climatología elementos tanto benéficos como perjudiciales: los que soplan horizontalmente, crean en las aguas del mar peruano condiciones propicias para que la corriente fría aflore y sea biológicamente rica; al paso que los vientos verticales son los causantes de la sequedad de la faja costera. La Naturaleza misma parece ofrecernos una cosa por otra; y si existe una ley de las compensaciones, el caso nuestro es de palpable pertinencia para darle aplicación y compensar la esterilidad del borde occidental del territorio con el reconocimiento de derechos plenos sobre el mar territorial de 200 millas, que es nada menos que el habitat de una fauna marítima estimada como el más valioso de nuestros recursos naturales.

Finalmente, hay en esta obra varios capítulos consagrados a la Biología del Mar Peruano; y aquí cabe señalar también cómo son típicos y exclusivos en cuanto a las circunstancias del ambiente local los caracteres de nuestra riqueza biológica marítima.

Se sabe bien que es grande el número de especies ictiológicas que tiene como su habitat natural las aguas frías y con este dato resulta fácil comprender que en la Corriente Peruana, de baja temperatura, se da un espacio vital extremadamente adecuado para la multiplicación de la riqueza pesquera. Agrégase a esto que la propia Naturaleza ha provisto a esa Corriente de una proporción abundantísima de fito-plancton o micro-plantas verdes, base inicial de la alimentación de inmenso número de peces: En efecto: por virtud del fenómeno de la fotosíntesis, esto es, gracias a la acción de la luz o radiación solar, los elementos nutrientes minerales acarreados a la superficie por los afloramientos o "surgencias" del agua de la Corriente Peruana, en presencia del anhídrido carbónico y de otros cuerpos, contribuyen a la formación de moléculas orgánicas a nivel de los protoplasmas celulares; y así nace el fito-plancton, cuya propagación en grandes áreas determina la formación de verdaderas praderas marítimas. Allí se alimentan los peces fitófagos y muy en primer término los copépodos, frecuentemente microscópicos, primera forma animal del zooplanton herbívoro y eslabón intermedio entre las microplantas y los seres zoófagos.

Nos concretaremos ahora a examinar aspectos de la biología animal o zoobiología; y, preferentemente, el funcionamiento de la vida en nuestro mar de las variedades ictiológicas en conjunto, o sea de lo que se llama el "complejo biológico" marítimo del Perú en su portentosa unidad como sistema, por ser ésa la que yo estimo base primordial de la tesis jurídica del mar territorial peruano de las 200 millas.

Cabe aquí mencionar que son múltiples los elementos —insignificantes al parecer algunos de ellos, pero todos decisivos— que confluyen para producir como resultante la fecundidad de la población pesquera de nuestro litoral: - 1) Una Corriente marítima próxima a nuestra costa que, por ser de aguas frías, posee las condiciones más favorables para el desenvolvimiento de la vida de los peces de gran número de especies;- 2) Un suelo rico en minerales que, desintegrados por la erosión y desmenuzados en leves partículas, suben del lecho marino y flotan o se disuelven en la Corriente Peruana;- 3) Una capa superficial muy delgada de aguas oceánicas tibias, de modo que el espesor de esa cubierta líquida no obstaculiza el proceso fotosintético de la luz solar cuando ésta llega a la capa inferior inmediata de la Corriente y, mediante su energía lumínica unida a otros factores complejos, contribuye a desatar en el plancton verde el misterioso proceso de aparición de las moléculas orgánicas que más tarde habrán de utilizar los peces como elementos de su alimentación;- 4) Un sistema de vientos alisios del Sudeste antártico que, empujando la capa superior o externa del Océano hacia el Oeste, dejan en ciertos sitios al descubierto, las aguas frías sub-superficiales de la Corriente Peruana, las cuales se sustituyen a las ya desplazadas. Este fenómeno, llamado del "afloramiento" o "surgencia", atempera el clima tórrido de toda la región por el influjo de las aguas frescas salidas a la superficie; y atrae hacia los niveles superiores del mar, donde prospera el plancton, el merodeo de la fauna marina.

Según se ha dicho, ya durante las estaciones de primavera y verano la anchura de la Corriente Peruana disminuye sensiblemente a no más de 50 millas en promedio, por cuanto las aguas laterales del océano, por su temperatura más alta, presionan, invaden y estrechan las de la Corriente por ambos costados. Esta disminución de volumen, así como el hecho de ser en esta etapa más intensos

PROLOGO

los afloramientos, determinan una mayor productividad del plancton y una mayor concentración de la fauna marina, especialmente de la anchoveta, en las capas superiores de la Corriente, con el consiguiente incremento de las posibilidades pesqueras. A la inversa, en las estaciones de otoño e invierno la anchura de la Corriente recupera sus dimensiones normales, entre 180 y 200 millas, excediendo no pocas veces esta última cifra; y, por tanto, la zona superficial de afloramientos, rica en plancton, se dilata considerablemente; y al mismo tiempo se dispersan por toda esa extensión los cardúmenes de anchoveta y la nutrida estela de otros peces que, por alimentarse de esa minúscula especie, siguen su rastro como obligados satélites, provocando así en el área correntosa un intenso dinamismo biológico. Estas observaciones, llevadas pacientemente a cabo por el Instituto del Mar del Perú, revisten una significación trascendental; pues conducen a demostrar que el área de mar territorial que el Estado reclama coincide virtualmente con la anchura normal de la Corriente; y que aun en los meses de retracción de esa anchura, la población de peces que por allí circula sigue siendo siempre la totalidad de la fauna marina de la zona, esto es, la integridad de los recursos naturales pesqueros que el derecho nos reconoce como pertenencia nacional. Dicho en otros términos: el habitat normal de los recursos vivos del mar peruano se identifica con el volumen de la Corriente; y habitat y recursos se integran como una unidad indivisible de 200 millas de extensión.

Los capítulos sobre Biología Marítima de la obra contienen un prolijo inventario de las especies ictiológicas que pueblan nuestro mar, consideradas especialmente en referencia a su aspecto taxonómico, esto es, el de su clasificación por los lugares de ubicación habitual en los senos marinos, sea el bentos (lecho marino) sea el necton (masa de las aguas oceánicas). Según esto, desfilan a lo largo de la descripción las especies sedentarias, que buscan adherencia en las peñas costeras sumergidas o en el lecho mismo del mar y en las arenas de sus playas; las pelágicas o móviles, que discurren a nado por las aguas a diversas profundidades; y las neríticas, frecuentemente microscópicas, algunas sólo flotantes sin capacidad de natación, y siempre resistentes a fuertes variaciones de temperatura, que prosperan solamente en las capas superiores y cerca de la costa. No es del caso seguir al detalle

estas clasificaciones ni profundizar en los distintivos que caracterizan cada especie; pero cabe hacer una excepción con la anchoveta por el especial papel que desempeña en la economía de nuestro mar. Este pez constituye el más valioso entre los recursos de nuestra industria pesquera, no sólo en razón de su fabulosa abundancia, sino por la universalidad de su utilización industrial en todo el mundo; pero está al mismo tiempo amagado por peligros terribles que en un momento dado pueden poner en riesgo su normal ciclo reproductivo y la potencialidad numérica de la especie. La anchoveta es el centro biocenótico de todo un sistema circundante integrado por numerosas especies carnívoras de nuestra fauna marítima que viven a expensas suyas como objetivo básico de su alimentación; y en tal sentido esas especies representan para ella un factor permanente de depredación y desmedro. Análoga amenaza se cierne sobre la anchoveta frente a las aves guaneras, que igualmente se alimentan de ella y devoran, según cálculos, más de dos millones y medio de toneladas por año. Finalmente el extraordinario impulso alcanzado en los diez últimos años por nuestra industria de pesca, con un rendimiento bruto de más de nueve millones de toneladas de anchoveta en los años recientes, constituye una nueva y más importante causal de preocupación en cuanto a la persistencia estable de esta especie. Han sido ya puestos en práctica diferentes métodos, tales como las vedas periódicas, la disminución del número de días de pesca por semana y los topes máximos de captura por cada temporada pesquera, a fin de neutralizar en lo posible estos factores de devastación; y se va logrando de este modo reglamentar en forma cada vez más eficiente la preservación de ese recurso de tan señalado valor económico.

Hasta el presente han llegado a identificarse más de 600 especies ictiológicas en el conjunto de grupos clasificados de nuestro litoral; y de ellas, cerca de 40 están directa o indirectamente vinculadas a la anchoveta. Esta relación de interdependencia se repite invariablemente por diversos motivos entre todos y cada uno de los grupos animales que integran la fauna marítima, unas veces, en las especies sedentarias, las comunidades se establecen, por un mecanismo de simple aglomeración, en razón del lugar elegido como habitat, ya se trate de fondos, peñascales o playas arenosas; otras veces, en especies

PROLOGO

pelágicas, la asociación es determinada por el atractivo de la fertilidad o abundancia del plancton; o bien parecen darse cita en una misma capa o estrato aquellas bandas o cardúmenes cuyos organismos se adaptan a la temperatura reinante en ese estrato. Frecuentemente, las alteraciones climáticas de la región —calor, frío, vientos, temporales— dan origen a migraciones masivas a distancias apreciables en busca de ambiente más benigno. Pero el nexo de interdependencia existente en el mundo de las especies ictiológicas radica principalmente en un mandato del instinto, en el estímulo del hambre, en la necesidad de reposición de la energía corporal consumida; y en los peces carnívoros, esta necesidad de alimento se satisface por la ingestión de otros peces que, dentro de las reglas no escritas de la Naturaleza, pertenecen a escalas biológicas más débiles, de menor dimensión y poderío. Hemos visto ya el ejemplo de la anchoveta; y en el lenguaje de los biólogos, el espontáneo mecanismo de este sistema de provisión a las exigencias de la alimentación animal es conocido con el nombre de "cadena nutritiva", la cual, en tratándose del mar, abarca innumerables eslabones, desde la sardina y la anchoa hasta el cachalote y la ballena. Pues bien: resulta de lo dicho que las especies animales del mar, lejos de vivir desarticuladas y en desorden confuso, muestran una indudable coordinación y relaciones de dependencia recíproca por las cuales se exterioriza unas veces el sentido gregario o de sumisión y aparecen, en otras, actitudes de defensa o de lucha; se efectúan desplazamientos colectivos y migraciones cuya conveniencia parecería iluminada por el instinto; se operan movimientos reveladores de una orientación certera sobre los parajes o fugas indicativas de una cierta premonición de los peligros. Hay en el ámbito de la ecología del mar un no sé qué de cosa razonable y dirigida; una curiosa y admirable correspondencia entre el medio ambiente y la actitud de la sustancia viva. Por eso, "todo en el mar está en órbita, como en el espacio sideral", según lo dijo en otra ocasión el autor de este prólogo¹; y por eso también el llamado COMPLEJO BIOLÓGICO de nuestro mar "es un ser integral, un mundo del instinto, una Gran Unidad dentro de la multiplicidad, no susceptible de sufrir mutilaciones, distorsiones o exigencias anor-

(1) "La Doctrina Peruana de las 200 Millas". Pág. 40 y 41, Talleres Gráficos P.L. Villanueva, marzo de 1972.

males sin grave riesgo de daño para el conjunto... Cada uno de los elementos del Complejo tiene un sitio, su área de influencia; y no es posible fraccionarlo sin violentar la Naturaleza"¹.

La consecuencia fluye, nitida, del aporte geográfico-biológico de los expositores de esta obra: Un mar territorial de sólo 12 millas consituiría un fraccionamiento artificialo del habitat marítimo de nuestro complejo biológico; cisionaria contra-natura la Corriente Peruana, que es cauce y receptáculo de la totalidad de ese complejo; y al mutilar, por ende, el complejo mismo, mutilaría la unidad orgánica e intangible de nuestros recursos vivos marinos, cuya pertenencia nadie, en derecho, nos puede disputar. En tales condiciones, toda idea de someter a dominios estatales múltiples y a más de una administración oficial la regencia legal y el aprovechamiento de esos bienes, está reñida con la sana lógica y con la buena razón jurídica. En nuestro caso, es la geografía misma, en coincidencia con la biología quien adjudica al Perú el mar territorial de 200 millas.

IV

La parte propiamente histórica de estos volúmenes ha sido precedida, y con razón, por un examen del lapso preliminar, borroso e imprecisable, que antecede a la llegada de los españoles al Perú y que se adentra indefinidamente en el pasado hasta donde la presencia del hombre pueda ser detectada por cualquier medio aprovechable de investigación científica o técnica. La configuración general del incanato y los episodios locales del imperio indiano retrospectivamente cercanos al arribo de Pizarro se han incorporado de hecho al dominio de la historia, por constituir en aquel entonces una realidad presente y tangible, capaz de ser percibida y registrada por los funcionarios hispanos de la Corona o por los narradores de la Conquista. De ese modo han podido documentarse nuestros textos de historia del Perú Antiguo. Pero todo lo anterior, aquello cuyas trazas o cuyo recuerdo está ya esfumado en lo remoto de los tiempos o

(1) "La Doctrina Peruana de las 200 Millas". Pág. 40 y 41, Talleres Gráficos P.L. Villanueva, marzo de 1972.

PROLOGO

recogido sólo por la tradición y la leyenda, queda inserto en el marco de lo simplemente prehistórico.

Ahora bien: la "historia de la prehistoria" es un problema que a menudo rebasa las posibilidades del historiador; porque en la prehistoria falta el elemento sustancial de la certidumbre histórica, a saber: el testimonio directo o escrito del contemporáneo de los hechos. A modo de elementos sustitutivos, tiénese en el caso nuestro de la era prehispánica la narración "de oídas" de los cronistas españoles que recogieron la tradición indígena y el documento arqueológico o material, o sea: las ruinas monumentales, las reliquias artísticas (tejidos, joyas, alfarería) y los vestigios costumbristas (tumbas, armas, utensilios, embarcaciones). Hay, además, otro elemento suplementario imponderable de interpretación que en estos casos completa o define el sentido probable de la realidad que se pretende reconstituir: ese elemento es el poder de raciocinio del historiador, su capacidad lógica para descubrir cuál fue el proceso efectivo de los acaecimientos, su conocimiento de los resortes de la conducta humana para poder intuir o imaginar con acierto las actitudes que, dentro de un determinado cuadro de antecedentes, debió adoptar en la vida real la voluntad de los protagonistas de la acción. Consecuencia final de este examen es que el relato prehistórico tiene un índice de credibilidad relativo, con un margen abierto a la falibilidad y, por tanto, a la rectificación; pero abierto igualmente al vuelo de la fantasía creadora. Ya alguien ha dicho "Detrás de cada fantasía hay casi siempre una verdad".

De ahí que resulte tan sugestivo y cautivante el contenido de los capítulos de esta segunda parte de la Historia Marítima del Perú dedicado a la prehistoria del pueblo peruano. Hay una observación primaria que conviene recoger del texto del historiador: "El Perú mira al Mar". Por la vía del mar llegaron, probablemente, sus primeros pobladores. Los Andes, inclinados hacia la costa, otean desde sus cumbres el litoral marítimo; y el recorte sinuoso de los acantilados andinos se hunde en la espuma de las olas. Cierto es que las culturas peruanas primitivas fueron andinas predominantemente; pero siempre se completaron con motivos de inspiración marina. Así lo atestiguan los vestigios del arte náutico: las balsas de totora, de jicaro o calabacero, y de pellejos de lobos marinos; las canoas y almadías de troncos, los "caballitos" de proa le-

vantada y doble quilla de tablones. En numerosas huacas se ha encontrado ejemplares de remos centenarios. Los antiguos peruanos navegaban. Visitaban las islas de la costa, especialmente Chincha, y utilizaban sus depósitos de guano, materia cuyas aplicaciones conocían. Hay tradiciones reiteradas de una gran travesía a otras islas más distantes: ¿Lobos? ¿Galápagos? ¿Quizás el archipiélago de Polinesia? Dos cronistas atribuyen este viaje legendario a Túpac Inca Yupanqui, quien habría llegado a las islas de Ahua-Chumbi y Nina-Chumbi en una flota de balsas, y habría traído consigo a su regreso unos raros prisioneros de piel negroide. Este relato descubre, según la opinión del historiador, cómo la civilización peruana, de raíces continentales, adquiere —en nuevo enfoque— una pronunciada proyección hacia el mar, síntoma del destino marítimo del Perú moderno. El suceso probaría también que el océano, lejos de haber sido abismo tajante o infranqueable barrera, ha sido vínculo de unión: las noticias de una Polinesia poblada permiten pensar en probables arribadas del hombre a las costas occidentales de América. Finalmente, al ser tratado el fenómeno político de la expansión imperial incaica, se explica cómo esa expansión, preferentemente realizada en tierra, tuvo su culminación en reñidos combates navales en los mares y ríos de la región norteña del Perú, con intervención de sendas flotas de balsas guerreras.

Visto desde un ángulo distinto aunque próximo al anterior, el antiguo habitante de la costa peruana fue, también, pescador. Ya aludimos a sus embarcaciones de pesca. En diversos museos se muestran redes y anzuelos indígenas de notoria vetustez. Tejidos pertenecientes a las culturas de Chancay y Paracas ostentan estilizaciones de peces y caracoles y también de aves marinas. Pero, por encima de todo, la cerámica artística del período precolombino constituye la prueba irrefutable de la vocación pesquera del hombre peruano. En la cerámica costera de los mochicas y chimús, rica en temas mitológicos y a veces en desbordes imaginativos, pueden ser identificadas numerosas especies de peces, crustáceos y moluscos bien conocidos de nosotros como el mero y la anchoveta, el cangrejo y el caracol. Hay también en la zona mochica ceramios globulares con representaciones pictográficas a dos colores, crema y marrón, de figuras y escenas relacionadas con el mar. El arte de Chavín, con una anti-

PROLOGO

güedad de tres mil años, incorpora a sus ceramios la imagen de la concha marina. En la cultura de Nazca, relativamente reciente entre las pre-colombinas, la cerámica no es, propiamente, escultural sino pictórica; y entre sus figuras mitológicas, marinas casi siempre, aparece un cetáceo de forma ondulada, probablemente un símbolo demoniaco de depredación, que el pescador peruano encontró en sus correrías de mar afuera. En suma: la cerámica peruana constituye la prueba forense más plena de que el hombre del Perú tiene, desde hace milenios, la posesión jurídica de su mar. La colección filatélica de ceramios de especies ictiológicas aparecida un año atrás es un documento probatorio que da vueltas al mundo.

Varios otros aspectos de interés ofrecen los capítulos sobre la prehistoria peruana. El clima de entonces, las migraciones, mito y religión, leyendas de reyes y gigantes, relaciones con culturas centro-americanas, ciudades y poblados frente al mar, el comercio marítimo, el mar en la economía, los alimentos. El temor de extender en demasía las dimensiones de este prólogo nos induce a reservar para el lector el placer de bucear por sí mismo en la entraña de ese rico material de erudición.

V

E*l Descubrimiento de América con los desembarcos de Colón en las Antillas alcanzó realización al expirar el siglo XV. Fue, pues, sólo al despuntar el siglo XVI cuando la América Descubierta inició su nueva vida de participación indo-española; y es éste el momento histórico que se ha querido captar en dos volúmenes de esta obra, con el doble designio de presentar las impresiones del Conquistador en trance de asombro frente a un aspecto geográfico no imaginado del mundo y de describir los ensayos de una improvisación social que intenta acondicionar en tierras vírgenes la idiosincrasia de una civilización nueva.*

Los expedicionarios de la Península, desde sus arribadas a Guanahani y La Española, tardaron algún tiempo en columbrar dónde se hallaban. Habían recorrido ya varias islas del archipiélago antillano, para descender luego hacia el Sud-Oeste en busca de la tierra firme. Fue sólo en 1513 cuando Núñez de Balboa y sus acompañan-

tes, desde las alturas de Darién, en el istmo de Panamá, vieron desplegarse ante ellos la inmensidad del Grande Océano. La contemplación de este espectáculo debió de ser para esos hombres sorpresa de maravilla, pues trocaba su concepción del mundo. Las Indias, las legendarias "Indias Occidentales", así como la China o Catay debían, por lo visto, estar en un Oeste mucho más distante que el que sus conjeturas habían sospechado; es decir, detrás de ese improvisado horizonte marino cuya inmensa combadura se ofrecía a sus ojos. Pero entonces, ¿qué tierras eran éstas que ahora ellos pisaban? ¿Cuáles su estructura geográfica y su magnitud? ¿Es que había otro continente interpuesto entre Europa y las Indias? Aquí, en Darién, desde el atalaya de los montes, la línea de las costas de la tierra firme se proyectaba indefinidamente de Norte a Sur cobrando dimensiones continentales. Visto desde ese observatorio, el mar contiguo llenaba totalmente el ámbito del Sur. Y "Mar del Sur" llamó Núñez de Balboa al Océano Pacífico Sudamericano. Un mar mirado desde el Norte.

Estos dos episodios del Descubrimiento de América y el Descubrimiento del Mar del Sur suscitan en la mente del historiador que los narra reflexiones llenas de hondura. Ambos contribuyeron, según él, a cimentar definitivamente en las gentes de la época la certidumbre intelectual de la esfericidad de la Tierra. En el sentido horizontal o de los paralelos geográficos, esta hipótesis había quedado confirmada en las expediciones de Colón, con la sola adición de que, surgida imprevisiblemente América en mitad del camino del Genovés, la curva de distancia hasta el objetivo final de las Indias resultó ser más larga de lo imaginado o previsto. La otra curvatura esferoidal del Globo en el sentido vertical o de los meridianos era la que aún quedaba por establecer; y la comprobación llegó muy pronto, en 1520, cuando Fernando de Magallanes, viniendo desde San Lúcar por el Atlántico meridional y después de descender a lo largo de Patagonia, viró al Oeste por el Estrecho que había de tomar su nombre e ingresó al Grande Océano, bautizado por él con el nombre de "Pacífico"; o sea, ese mismo "Mar del Sur" que Balboa, desde la costa panameña, había visto desdibujarse en la lejanía austral. Quiero decir que ambos océanos, el Atlántico y el Pacífico, bajando por las dos costas convergentes del triángulo inferior de Sud Amé-

PROLOGO

rica, confluan en el Estrecho de la misma manera que los meridianos de esas dos costas convergían, a su turno, un poco más abajo, en el Polo Antártico, centro meridional de convergencia de todos los meridianos del Globo. La demostración de esfericidad de la Tierra en lo tocante al hemisferio austral estaba, pues, lograda.

Los hombres de mar miran al cielo. En cada navegante hay un amigo de los astros, no sólo porque éstos son su brújula orientadora en las largas travesías del charco, sino porque les sirven de compañeros silenciosos en la vigilia de sus velas nocturnas. Pero el navegante español del siglo XVI no estaba familiarizado con los cielos australes: frecuentaba, mas bien, en sus viajes el hemisferio boreal. Sus amigos celestes eran las Osas y la Estrella Polar. Por eso, cuando la Conquista hubo avanzado más el Sur del Ecuador y las naves peninsulares comenzaron a recorrer las costas de los incas, sus marinos, nostálgicos, no reconocían el cielo: La Osa Mayor estaba ausente, Pegaso había huído, Aldebarán no era más un lucero. En cambio, mil estrellas intrusas se agolpaban aquí y allá en ignoradas constelaciones. Y los Conquistadores, como si fuesen niños aprendices, se pasaban las noches en deletriar el firmamento.

Poco a poco, la existencia de una copiosa Corriente bajo el mar iba siendo conocida. Los marineros fueron los primeros en descubrirla en sus viajes por la costa: bajo el calor del trópico, conseguían agua fresca introduciendo botellas llenas de ese líquido a cierta profundidad en el mar y manteniéndolas allí durante horas. Los veleros remontaban con dificultad la Corriente en dirección Norte-Sur; y sus tripulantes preferían tomar el largo mar afuera, a buena distancia de la costa, para sustraerse a la acción de la correntada. Era más usual, por eso, desde Paita hacia abajo, el empleo de la ruta terrestre: andando el tiempo, los virreyes descenderían de sus naves en ese puerto para recorrer por tierra el camino de Lima.

Leyendas indígenas de todas clases albergaba la tierra nueva: Hombres pigmeos habrían llegado alguna vez desde Chíncha; los "tayanes" de Tumbes y Piura eran grandes navegantes y sus balsas portaban quillas ingeniosas; hubo un pueblo de sagaces mujeres en el que se rendía culto al matriarcado; el mito de las amazonas llegó también a esos parajes y la tribu de estas jóvenes guerreras era ubicada por algunos en pleno Mar del Sur,

en la Isla de los Idolos (probablemente Pascua), mientras otros confinaban sus proezas en la zona selvática. Pero puestas de lado todas estas versiones legendarias, a los ojos de los invasores se ofrecía, destacado y tangible, el ejemplo de una civilización, la incaica, que en sus aspectos social, económico y político sorprendía por su perfección y adelanto. Ni la formación cultural de los primeros ejecutores de la Conquista ni los menesteres materiales que los absorbieron para organizarla fueron factores propicios para que ellos cumpulsaran debidamente los méritos y alcances de esa civilización que con posterioridad fue descrita y documentada por los cronistas y misioneros españoles. Ha sido ya muy posteriormente que la crítica ha sabido justipreciar esa cultura, cuyo carácter singular en el hemisferio austral ha sido señalado elogiosamente por la conspicua opinión de Arnold Toynbee.

Un litoral tan vasto como el del Imperio Incaico y tan alejado de su nueva Metrópoli exigía por parte de los conquistadores la organización formal del transporte marítimo. El historiador describe las categorías y características de las embarcaciones de la marina mercante: galeras de vela y remo; galeones de tres y cuatro palos; carracas ventradas de transporte comercial; fragatas provistas de cofas y vergas para asegurar el velamen; pataches en función de guardacostas y bergantines de vela cuadrada. No menos jerarquizada y minuciosa era la nomenclatura de los hombres de mar: Capitanes generales, almirantes, oficiales de mar, pilotos, contramaestres o jefes de marinería y simples marineros, los más humildes mas no los menos pintorescos. Entre todos, el piloto marca desde aquella época su función especializada: "técnico de mar y cielo", experto en cartografía, que al final de cada viaje estaba obligado a entregar en la Casa de Contratación de Sevilla los mapas de la travesía.

El relato de la vida de a bordo constituye un explicable motivo de examen y curiosidad; y por eso el historiador se detiene en no pocos asuntos relativos al tema, tales como el detalle de las costumbres marineras, los puertos y posadas, la jerga lingüística de los tripulantes cosmopolitas, el aparejo y el desembarque, la lámpara de aceite y la vela de sebo: lumbres de la nave, el drama de los incendios y la tragedia del naufragio, la maniobra del salvamento, argucias y disfraces de la piratería. Se habla igualmente de las alcancias de a bordo para marineros

mendicantes y de los hospitales de la marina mercante, remoto esbozo de los servicios públicos de asistencia social. A propósito de puertos, se alude también a la etimología del nombre del Callao, palabra española de origen celta que equivale a "guijarro" o "canto rodado" y que referida a un paraje se denomina "cascajal" o tierra de aluvión. ¿De dónde, entonces, la voz "chalaco", aplicada a quien es vecino del Callao? Se ha buscado en la etimología quechua el vocablo "chala", que significa "tierra baja" y que concuerda con la topografía plana del primer puerto del Perú.

Al tiempo de describir los episodios históricos de este primer siglo de la Colonia, el historiador relata, entre otros de gran interés, los viajes de Francisco Pizarro, las guerras de los Almagros y otras luchas civiles de los conquistadores, el descubrimiento del Amazonas por Orellana y las expediciones de Ursúa y Lope de Aguirre al mismo río. Entre los temas marítimos destacan con señalado relieve las expediciones emprendidas hacia 1567 por don Alvaro de Mendaña a la Oceanía, que culminaron en el descubrimiento de las islas Salomón y las Marquesas; con una referencia especialísima a la célebre doña Isabel Barreto, esposa primera del adelantado Mendaña y casada en segundas nupcias con un Gobernador de Filipinas apellidado Castro; y mujer cuya personalidad y valentía hicieron fama en su tiempo. En este nuevo jalón de hazañosas empresas asoma, una vez más, el destino marítimo del Perú.

Y llegan los albores del siglo XVII. Por algo había transcurrido un siglo largo desde el día del Descubrimiento. Los colonizadores españoles habían acumulado en ese tiempo valiosas experiencias en cuanto a las condiciones y posibilidades del nuevo territorio; y era llegado ya el momento de analizar esos datos recogidos de la realidad para trazar seriamente un plan de administración y gobierno. Lo que en primer término resultaba visible era la pródiga riqueza del país, especialmente en minerales y en especies vegetales autóctonas. La agricultura era, por otra parte, conocida y ejercitada por los naturales. La Corona podría tener en esas ramas de producción, adecuadamente explotadas, una apreciable fuente de recursos y una segura perspectiva de intercambio comercial. Desde otro punto de vista, dentro del marco de la geografía continental de la América del Sur, la posición

del Perú erigido en sede central del régimen administrativo de la Colonia con influencia hasta Panamá por el Norte y hasta Chile por el Sur, convertía al Virreinato de Lima en el eje económico y en un posible emporio del comercio regional del Pacífico. Finalmente, las tareas internas de evangelización y catequesis, de construcción de pueblos y ciudades, de adjudicación de encomiendas para impulsar el laboreo de tierras, de instalación de obras para actividades mineras y labores textiles demandaban un intenso movimiento de viajeros, de frailes, soldados y nuevos colonos; de funcionarios, maestros técnicos y artesanos; e implicaban igualmente la provisión de equipos de trabajo; de animales, herramientas y utensilios desde España y, reciprocamente, de materias primas desde la Colonia, ya en forma de tributos en especie o ya de cargamentos de productos intercambiables. Por dondequiera que el asunto fuese encarado resultaba preciso volver la vista al mar: el problema peruano era un problema de comunicaciones y transportes marítimos, ora con la Península, ora con los nacientes pueblos vecinos.

Y entonces adquieren forma dos esenciales instituciones coloniales: la marina mercante, como pulmón respiratorio del joven organismo político; y la marina de guerra como instrumento de poder y de defensa, como signo de autoridad y arma de preservación civil. La Armada de Guerra presenta una evolución progresiva y cada vez más firme desde el Virrey don Luis de Velasco hasta Croix; y la monarquía española se afana en dictar disposiciones que presten garantías a la seguridad de los transportes y coadyuven al respeto de la propiedad privada en el mar. En este periodo, la Armada Virreinal toma también a su cargo nuevas expediciones a la Océania y a las regiones australes del continente. El régimen de la Marina Mercante abarcó, de un lado, el movimiento de las naves a lo largo del litoral en el servicio de cabotaje; y el de transportes a la América Central, México y Chile; y, de otro lado, el servicio de navegación interoceánica y particularmente el de convoyes navales o navegación en conserva, destinado a prestar un mayor índice de seguridad a las unidades contra los ataques de los depredadores del mar. Hubo normas de libre comercio entre las distintas circunscripciones dependientes de la monarquía española; provisiones acerca del número y selección del personal en lo concerniente a la dotación

de cada nave, según su destino y desplazamiento; reglamentos para astilleros y armadores; e instrucciones sobre la índole o calidad de los cargamentos, legítimos o de contrabando. La historia de esta época ha registrado, sobre todo en los comienzos del siglo XVIII, la expansión de un género de comercio marítimo clandestino que, esquivando las disposiciones legales y las rutas transitadas, efectuaba entre Europa o Africa y las Colonias americanas el tráfico ilícito de negros y de mercaderías prohibidas y daba con ello pábulo a pingües ganancias e inhumanos abusos. Por último, el gobierno colonial se preocupó del fomento y reglamentación de la pesca en el litoral así como del intercambio pesquero entre los naturales y las comarcas vecinas.

El fenómeno de la piratería, ya presente en el siglo anterior, proliferó peligrosamente en los siglos XVII y XVIII, hasta el punto de exigir la adopción de severas medidas para atemperar sus gravosos efectos. La codicia de los piratas se estimuló crecientemente con la divulgación de las versiones referentes a la inusitada riqueza de los cargamentos de metales preciosos procedentes del país de los incas, llamado también "país del oro", con destino a puertos españoles del Mediterráneo. Los desmanes de estos bandoleros del mar, no sólo en las inmensas soledades del Atlántico sino también en las costas del Pacífico, llegaron a perturbar el normal funcionamiento del comercio de cabotaje regional y a afectar la economía general del Virreinato así como la integridad y la regularidad de funciones de la Armada de Guerra, puesta al cuidado del resguardo de costas. Tales fenómenos determinaron la organización de varias campañas libradas por esa Armada contra los piratas del Pacífico y cuyo relato hace minuciosamente el historiador en las páginas de esta obra.

Los finales del siglo XVIII coinciden con las inquietudes precursoras del movimiento de emancipación en el Perú, culminando a comienzos del siglo siguiente con el proceso militar de la Independencia. Son éstos dos períodos que trascienden con hondura en la vida general de la Colonia, alterando su normalidad en lo administrativo y lo económico y creando en lo político el tenso clima inherente a toda inminencia de transformación institucional. Era obvio que frente a tales circunstancias resultasen también afectadas las condiciones habituales del régimen

naval establecido, dadas la estrecha solidaridad existente entre los asuntos internos y los usos del mar, y la enorme influencia que, según venimos comprobándolo, tuvieron desde un principio en esta zona las razones y las actividades marítimas. En función de la alejada posición geográfica del Perú colonial, la navegación mercante era el obligado medio de contacto con los centros europeos de civilización más avanzada y el vehículo ideal, en esos tiempos, para el intercambio mercantil. De otro lado, la defensa militar de las costas y la protección del transporte marítimo, sobre todo frente a los barcos piratas, constituían la razón de ser de la Armada de Guerra. El desempeño de estos dos objetivos hubo de resentirse, sin duda, de deficiencias o irregularidades, o de exceso forzado de labores, a raíz de los trastornos subversivos iniciales y de la guerra formal de liberación, con la consiguiente exigencia de movilización de tropas. Y al proclamarse la Independencia, se planteaba en cuanto a la marina de guerra un problema de soberanía en lo tocante a la suerte de las naves de guerra de la Corona, según que se pretendiese su retención por el Monarca o su traspaso a la pertenencia de la nueva República. De todas estas cuestiones y conflictos se hace eco el historiador en este estadio de la narración, donde aparecen los planteamientos españoles sobre la marina virreinal y el tema del "nacimiento" de la marina del Perú Independiente, con las soluciones que los acuerdos o los hechos hicieron prevalecer en definitiva.

A través del estudio de esta época, en la que "precursores" y "libertadores" desfilan por la escena del Virreinato, el historiador cuida de poner en relieve la imagen unitaria de la Marina, que representa, en fin de cuentas, una continuidad: la continuidad inmutable de su permanente misión funcional en servicio del pueblo, a despecho de los embates de las mutaciones políticas. La Marina, como el mar, no es creación artificiosa del Estado, sino necesidad intrínseca del hombre, para procurarse recursos o distribuirlos, para movilizarse a otros lugares o vincularse con otros hombres, para ser preservado o defendido. En la marina, los itinerarios de trabajo no se cuentan por hora ni por jornadas, sino por dosis de sacrificio: día y noche, al sol o bajo la lluvia, en menguante y en creciente, en el sofoco de los veranos y frente a las inclemencias del invierno, el timón marca incansablemente la ruta

PROLOGO

y la quilla hiende incansablemente las olas, sea a través de las latitudes del Globo, sea a lo largo de las longitudes del Tiempo, para hacer las escalas de rutina o las escalas magnas: esas que exigen viajes legendarios o siglos de sueños: Constantinopla y los puertos chinos con Marco Polo, la isla antillana con Colón, el Cabo de Hornos con Magallanes, los polos de la Tierra con Peary y Amudsen. En un alto de su travesía, sin puerto y sin retorno, Grau, frente a Angamos, hace la escala de la inmortalidad. Testimonios elocuentes refrendan y verifican esta vocación elevada y humana de la Marina en lo que atañe al momento histórico de la Independencia peruana. Ella mereció, antes, la solicitud preferente de los virreyes en el sentido de ampliar el ámbito de la navegación exterior y de acrecentar el poder defensivo de la Armada en protección de la flota comercial y de la seguridad de la Colonia. Bolívar muestra, ahora, su preocupación por el desarrollo de la Escuadra. Guisse, en una proclama, recomienda públicamente a los padres de familia el envío de sus hijos para su enrolamiento en la marina independiente, con el designio de marcar en ésta el sentido nacionalista y eliminar en las tripulaciones la presencia de extranjeros. El carácter de "continuidad" se hace presente en la actitud de Vivero y otros jefes de la Escuadra virreinal al incorporarse con gesto convencido a la Armada Independiente.

En 1814, la voz de don Hipólito Unanue, Protomédico del Perú y Director del Colegio de San Fernando (actual Universidad de Medicina) se alza con todo el peso de su autoridad moral para reclamar del Virrey Abascal que solicite del Monarca Español las medidas conducentes a atajar los abusos de los pescadores ingleses que, a la sombra de un Convenio de Permiso celebrado por Inglaterra con el Gobierno Español en 1790, efectuaban libremente en nuestras costas la pesca de ballenas y consumaban, de paso, cuantiosos contrabandos de aceite, esperma y pieles mediante desembarcos clandestinos en lugares despoblados del litoral, para vender allí mismo sus productos. Según el ilustre denunciante, este odioso comercio de la ballena en mares peruanos rendía a la economía inglesa un producto calculado en nueve millones de pesos fuertes al año, o sea el duplo de la producción de las minas de oro y plata del Virreinato. Hacía ver la denuncia hasta qué grado era injusta la competencia que estos

actos implicaban para los industriales peruanos que con iguales fines invertían sus pequeños capitales; y solicitaba para ellos apoyo económico y exoneración total de tributos o impuestos por parte del Gobierno Español, sin perjuicio del castigo y represión del contrabando ejercitado por los ingleses, a fin de colocar a la industria nacional en condición de competir ventajosamente con la infiltrada desde el extranjero. En 1819, la Corona Española accedió en todas sus partes, después de los debidos trámites, a la impetración del Dr. Unanue.

Este episodio interesante —que se diría ser de hoy— revela cómo la historia se repite pese a los ciento cincuenta años transcurridos desde el clamor del insigne facultativo: Los barcos europeos y de otros Estados pretenden venir ahora a nuestras costas con la misma soltura inaprensiva con que lo hacían en aquel entonces para apropiarse de los peces y cetáceos de nuestro habitat marítimo. Pero la historia no se repite en vano, porque ella es un proceso viviente y único; y así como no pocos de sus hechos ya remotos contuvieron atisbos del futuro y actuaron como previsiones, hay también hechos actuales en cuya entraña palpitan lecciones del pasado que nos sirven como precedentes. En el caso, viejo ya de más de un siglo, que acabamos de narrar encontramos, sin duda, una lección que tiene positivo valor argumental. Si Inglaterra, en 1790, alcanzó de la Corona Española, en un convenio bilateral ad-hoc, “un permiso” para venir a pescar ballena en el Pacífico Sudamericano,¹ no hizo en realidad otra cosa que recabar la venia previa de España para efectuar esa clase de operaciones; y esto implicaba por parte de la Monarquía inglesa el reconocimiento de la soberanía de España sobre el mar ribereño de sus colonias en Sud América. De modo que, mal que mal, aquel gesto de uso lesivo de mares que hoy son nuestros, en daño de los nativos del litoral cercano —por virtud del “permiso” recibido— un significado menos odioso y antijurídico que el que hoy asignan a su propia actitud quienes no se cuidan de recabar licencia para pescar en aguas ajenas. En cambio, este antecedente abona y justifica la actitud de los países que, como el Perú, reclaman hoy sobre sus mares derechos de soberanía que ya

(1) Lamentablemente, el autor de este prólogo no ha podido localizar el texto del Convenio anglo-español que aquí se cita.

PROLOGO

les fueron virtualmente reconocidos desde siglo y medio atrás por una de las grandes potencias mundiales.

Viene a punto aquí mencionar, como lo hace el historiador en la parte de la obra dedicada a la Independencia, un elemento tangible de significativo relieve que se presenta, a manera de denominador común, en el ámbito de los hombres representativos de ese período de nuestra historia: Todos, o casi todos, los jefes que actuaron en la causa de la emancipación hicieron pública y explícita su conciencia de la necesidad de una cooperación común para preservar y mantener la conquista cívica lograda. "Veían" y "sentían", en la acepción de una comunidad de destinos, eso que hoy llamaríamos la "integración" de los nuevos Estados, precisamente como una condición de su supervivencia. Y surgió así, espontánea, la tendencia a concluir acuerdos de solidaridad, de alianzas, de asistencia mutua frente a futuros peligros de agresión, así como de ayuda económica recíproca. El proceso mental de este fenómeno es fácilmente explicable; pues en los campos de batalla esos hombres habían peleado juntos, pese a sus distintas procedencias, al conjuro de un ideal libertario; y una vez logrado el objetivo, lo lógico era perseverar en ese ideal y tutelararlo con el mismo mancomunado esfuerzo. Una especie de vínculo sagrado ligaba a todos esos libertadores devenidos en repúblicas, pero al mismo tiempo fieles a su pasado de creadores de pueblos: ellos se debían a ese pasado mediante el voto de hallarse en todo momento apercibidos para mantener su creación. Con ello no hacían otra cosa que, defendiendo el suelo de cada uno, defender la heredad común. Por lo demás, era cauto recordar que tras el esfuerzo agotador de las campañas y el ingente caudal de acción exigido por el trance de organizar las nuevas repúblicas, habría sido presuntuoso desconocer el feble estado de las fuerzas y de las finanzas de estas últimas y el riesgo que implicaba en tal coyuntura mantener entre ellas una posición de aislamiento que las exhibiría como poco menos que inermes frente a la expectante inconformidad de la Corona española. El temario del Congreso de Panamá (1826) bajo la inspiración de Bolívar perfiló y encauzó esta general posición de espíritu en el ambicioso contenido de una verdadera liga anfictiónica cuyos alcances anunciaban una Confederación Latinoamericana compacta y permanente. Bien sabemos que el sueño de Bolívar acabó por diluirse en una

mezcla extraña de displicencia por parte de ciertos Estados ante la convocatoria al Congreso y de un imprevisible enfriamiento de los fervores iniciales por parte de otros. Tema es éste sobrado conocido en la controversia histórica; aunque tal vez por afán de exhaustividad cabe aún la ocasión de marcar que el contenido del temario abundó más en motivos circunstanciales —bien que poderosos— derivados de la guerra con España, antes que en razones profundas de convencida cohesión humana. La conjunción de fuerzas varias frente a un amago de agresión es, sin duda, no solamente una réplica que cierra el paso al abuso, sino un posible motivo de unificación espiritual. Pero la vida no está hecha normalmente de circunstancias o situaciones agresivas, ya que éstas se salen más bien del ordinario marco de entendimiento de la sociabilidad humana. Son otros, más sustanciales y permanentes que los de represión a la violencia, los resortes cuyo cabal funcionamiento garantiza la comprensión entre los pueblos, a saber: las relaciones de justicia, los criterios de equidad, los vínculos de formación intelectual, la sensata sintonización o complementación de las economías, las bases equilibradas de intercambio y la sincera voluntad de ayuda mutua. La búsqueda de estos elementos o de varios de ellos no estuvo explícitamente incluida dentro del plan del Congreso. En cambio, la posición personal de los protagonistas había variado: antes, sus pueblos fraternizaban, unidos, en el teatro de la lucha por la libertad; tenían todos una aspiración común: sacudir el yugo. Pero a partir de la jura de su independencia, esos pueblos se convirtieron en Estados, dueño cada uno de su personalidad y de su destino. Su facultad de análisis los inducía a meditar si seguía siendo verdad que en el futuro el destino propio se confundía con el destino de los demás. Asomaban las dudas. Aparecían nuevos intereses. No faltaban menudos elementos de fricción en las antiguas demarcaciones de los límites coloniales. Había desigualdad de perspectivas en los horizontes de poder, algunas de las cuales podían resultar truncadas por una prematura confederación igualitaria. ¡Viejos achaques de la condición humana! ¡Viejos problemas de una realidad cruda que destruye los sueños! ¡Respetables dubitaciones de quien no tiene en mano las llaves del porvenir! El Congreso de Panamá no alcanzó

PROLOGO

de inmediato los frutos esperados; pero el enfoque de su plan quedó como un esquema para la América Latina en cuanto significaba un desideratum de unidad y de amistad.

Ese empeño de integración persiste; y una vez más la historia se ha repetido, aunque bajo formas nuevas consiguientes al cambio de épocas. En la nuestra, la economía gobierna el mundo y la integración económica deviene un fenómeno universal que va alcanzando por regiones todas las latitudes del planeta, acaso como índice preliminar de otras transformaciones más espectaculares en el orden político. En nuestro Continente, el intento de la ALALC (Asociación Latino Americana de Libre Comercio) hace un cauto compás de espera para la rumia madura de un sistema de Mercado Común Latinoamericano; y, entretanto, cinco de sus Miembros (Colombia, Ecuador, Perú, Bolivia y Chile), constituidos en rama filial de más reducidas proporciones, elaboran actualmente un ensayo de integración regional dentro del P. A. (Pacto Andino). No son pequeñas, por cierto, las diferencias recíprocas que ofrece la realidad nacional de cada uno de estos Estados en lo que toca a su economía general, a sus fuentes, al grado de su avance tecnológico, a los niveles de su desarrollo técnico-industrial, a los volúmenes de su producción y consumo, a los índices de su capacidad de absorción de las exportaciones de terceros, etc.; y de esa heterogeneidad de situaciones se desprenden consecuencias y factores que distan mucho de ser propicios a una homologación o coordinación final del conjunto. Como en la época inicial de nuestra independencia, los países que hoy conforman el Pacto Andino tienen delante de sí la tarea de superar con tacto exquisito esos problemas, en un esfuerzo por crear un régimen estable de convivencia económica que auténticamente llegue a ser de provecho común. Y aquí cabe recordar aquello que evocábamos como indispensable en toda solución de este género: el empleo de una ética económica como substratum de cualesquiera acuerdos; la adopción de la equidad como línea directiva de las decisiones colectivas. Lo dijo ya la frase de un gran pensador: "La equidad es la justicia del caso particular". Y hay que tener presente que en la época actual la justicia ha dejado de ser una categoría abstracta: es un dato concreto, una igualdad en la desi-

gualdad, un reparto sin lesión. Cada uno exige su justicia, aquella que una severa convicción de conciencia le señala como cosa debida. Mientras estas nociones no sean valederas y no se plasmen en la práctica, todo ensayo de nuevas fórmulas habrá de resultar inestable y de correr la suerte de un nuevo sueño que se esfuma.

Ya en pleno proceso la consolidación de nuestra Independencia y producida en el Callao la rendición del Brigadier Rodil, que había mantenido en el Real Felipe la presencia de España, el Gobierno del Perú dedicó esfuerzos muy preferentes a los dos problemas marítimos que la lucha con la Metrópoli había dejado planteados: la dispersión casi completa de la marina mercante de la época virreinal y la rehabilitación de la armada de guerra. El historiador relata en esta parte del texto la ardua obra cumplida para el reagrupamiento de los barcos mercantes; y se detiene especialmente en el examen del proceso heroico de recuperación de las unidades de la escuadra, proceso en el cual fue principal protagonista el Almirante Martín Jorge Guisse, jefe de consagrada ejecutoria que a sus dotes de hombre de guerra supo añadir su don de clarividencia para columbrar la importancia que el dominio del mar habría de tener en la vida política y militar del Perú. Lado a lado de Guisse y complementando inteligentemente la formación de la nueva marina, el Almirante José Pascual de Vivero atendió de preferencia las necesidades de infraestructura de la flota, la habilitación de astilleros y la preparación de técnicos en arquitectura naval.

Más tarde la experiencia, con sus duras lecciones, había de justificar estos cuidados y previsiones de los dos distinguidos marinos; pues andando los años, no fueron escasos y tuvieron siempre un sello de rudo desabrimiento los rozamientos con el Gobierno nacional a que dio lugar la actitud arrogante de algunas grandes potencias que, al amparo de su presencia naval en aguas sudamericanas, trataron de imponer por las vías de hecho sus propias condiciones como solución a conflictos menudos que debieran haber sido orillados por vía conciliatoria o diplomática. Tal ocurrió, por ejemplo, con el episodio de la corbeta peruana "Libertad" cuando, al arribar al Callao llevando a su bordo al Vice-Presidente Gutiérrez de la Fuente, se vio acosada e interceptada por dos barcos de guerra extranjeros en represalia de medidas

adoptadas por autoridades nacionales en el llamado "Caso de la goleta Hidalgo". En aquella ocasión, el entonces Coronel don Ramón Castilla viajaba en la "Libertad" como miembro del séquito del Vice-Presidente; y el impacto que en él causó la visión directa del ingrato incidente debió contribuir a crear en su espíritu la decisión, revelada después cuando subió al Gobierno, de promover el fortalecimiento de la armada de guerra nacional.

Entre 1828 y 1829 se promovió la guerra con la Gran Colombia; y el estudio que hace esta obra de aquella peripecia y de las causas soterradas de la contienda permite inferir con certidumbre el pensamiento del historiador: Esa guerra distó mucho de ser verdaderamente una guerra internacional; fue más bien, una disputa en la que se jugaban intereses o criterios políticos locales. Es verdad que ya en aquella época se había puesto sobre el tapete la alegación colombiana de derechos sobre los territorios de Maynas y Jaén; mas el debate sobre límites nunca llegó a un punto de enardecimiento que permitiera imaginar un casus belli. El texto mismo de la declaración de guerra dictada por el Congreso Peruano dejaba constancia de que "el Perú no haría la guerra al pueblo hermano, sino a sus actuales jefes". Se trataba sólo, como lo señala el Dr. Basadre¹ "de una lucha entre la facción antibolivariana peruana y la facción bolivariana de Colombia, y no de una guerra entre dos pueblos". En el fondo de este conflicto latía, en un aspecto, el movimiento de resistencia al sistema dictatorial del Libertador, auspiciado por caudillos de tendencia liberalizante; y en otro aspecto, se incubaba un proceso de disolución de la coalición interna de la Gran Colombia. Pero lo cierto es que las normas externas del derecho internacional debían ser aplicadas al tiempo de la terminación de la contienda; y que, por tanto, la cesación de las hostilidades había de tener como remate un tratado de paz en el que fuesen compulsados los incidentes de la lucha. Y allí fue donde se reveló cómo el peso de los resultados —favorables para el Perú— de la guerra marítima con la toma de Guayaquil logró eficazmente equilibrar las deficiencias de una campaña terrestre deslucida por el episodio del Portete de Tarqui, carente por lo demás de una decisiva significación militar, en forma tal que el tratado de 1829 fue

(1) Jorge Basadre, Historia de la República del Perú, tomo 1º, pág. 246, Editorial Villanueva.

firmado en condiciones que preservaron el prestigio de ambas Partes beligerantes. Quedó, pues, confirmada en esta ocasión la importancia de una eficiente marina de guerra para resguardar las resultas de una defensa nacional integral.

Viene luego la llamada "Guerra de la Confederación". Se penetra mejor en la entraña de este conflicto si se busca elementos de juicio en los orígenes mismos del pacto confederativo. Probablemente, Santa Cruz, al planearlo, pensó en lo que el Virrey Guirior había dicho en 1778: "El Reino del Perú, Bajo y Alto, no admite división perpetua estando sus provincias enlazadas unas con otras". Como lo hace notar el Dr. Basadre, el Virreinato de Lima entró en decadencia cuando la Audiencia de Charcas fue segregada de aquél e incorporada a Buenos Aires. Pero también es verdad que desde el momento de ser concebida por Santa Cruz la idea de la Confederación y al tiempo de dividirse para ello el Perú en los Estados Nor-Peruano y Sud-Peruano, surgieron en el seno de ambos pueblos expresiones explícitas de disconformidad y aun de oposición. El sentimiento boliviano se mostró reactivo a la unión bajo el temor del predominio de las dos nuevas Repúblicas peruanas, con mayoría en el Congreso, sobre la República boliviana. El sentimiento peruano era reticente al fraccionamiento de la propia nacionalidad en aras de una coalición que entregaba en forma omnimoda y poco menos que incontrolable sus poderes a Santa Cruz. Ya organizada y en marcha la Confederación, su política comercial puso en tensión a la opinión chilena; pues no sólo se acentuó la rivalidad ya existente entre los puertos del Callao y Valparaíso, sino que la ventaja de ser los puertos chilenos los primeros en recibir la escala de los barcos que llegaban de Europa por Magallanes fue balanceada por Santa Cruz mediante la declaración de "puertos libres" hecha en favor de Paita, Callao, Cobija y Arica. Los celos de Chile abrigaban la conjetura de que la Confederación pudiera convertirse, andando el tiempo, en un instrumento de poder dirigido contra la integridad de ese país. En el caso de Portales, ese recelo llegó a la exacerbación; pues para él tolerar la persistencia de la Confederación equivaldría a un suicidio: había que hacerla desaparecer del escenario de América¹.

(1) Epistolario de Portales, citado por Basadre, obra ya indicada, t. 1º, págs. 401 y 402.

PROLOGO

En este sentido, la guerra que el Congreso chileno había declarado era mas bien que contra Bolivia y el Perú, una guerra contra el futuro y una guerra contra Santa Cruz, el creador de la Confederación. En resumen: La pugna de dos hombres, librada sobre un estrato subyacente de sentimientos populares dispares, hizo el propósito federativo de Santa Cruz poco propicio a la perduración. Así se explica también la presencia al lado de las tropas chilenas de buen número de peruanos emigrados y proscritos que se hallaban en Chile al partir la expedición Freire y la intervención de no pocos connotados militares peruanos en la lucha contra Santa Cruz.

Cabe aquí apuntar que aunque la Argentina, bajo el gobierno de Rosas, declaró igualmente la guerra a la Confederación invocando la antigua cuestión de límites en la zona de Tarija, (1837), este conflicto no alcanzó contornos de mayor trascendencia.

Estas facetas de la Confederación interesan propiamente a nuestra historia política; más lo que ante todo importa en la presente obra es señalar los hechos y enseñanzas de nuestra historia marítima. Y desde este punto de vista, la orientación de la política del mar no fue ciertamente satisfactoria en los tiempos de la Confederación; pues conocida era la tendencia de Santa Cruz a prestar sus preferencias al desarrollo de la marina mercante, muy especialmente en lo que atañe a la navegación de ultramar. La escuadra fue decuidada; y lo revela el episodio del secuestro de tres de sus barcos en el Callao por la expedición chilena de Garrido; los mismos que en el después repudiado tratado de Paucarpata (1837) se comprometió Chile a devolver. Por eso el historiador, al analizar los acontecimientos de la guerra, culminados en la derrota de Yungay, pone el acento en la importancia que para el Perú hubiera representado una fuerza naval bien equipada como elemento de equilibrio para contrapesar otros posibles factores de flaqueza militar. En una costa tan vasta como la peruana, la ubicación de un poder naval prevenido y dispuesto en cada uno de los puntos estratégicos del litoral Norte y Sur es factor estratégico inexcusable, no sólo en función de la preservación defensiva de la propia costa, sino en función de las exigencias tácticas de los puntos vulnerables o guarnecibles del interior terrestre. En este sentido se hace notar la obra de penetrante videncia que realizó el gobierno

de Castilla no siempre secundado por el Congreso, en el designio de formar una verdadera marina de guerra, lado a lado de la mercante; obra en la cual fue eficientemente secundado por el gobierno siguiente de Echenique. Sólo entonces, dentro del contexto general del proceso socio-lógico peruano, se miró el mar como integrante esencial del territorio y la fuerza naval como instrumento básico y centinela avanzado de la soberanía.

Al finalizar el relato histórico de la primera mitad del siglo XIX, el historiador hace el inventario de las exploraciones en la Amazonía con su inseparable aspecto de la navegación fluvial; aspecto éste tan propicio a la creación de una conciencia civilizadora y de una escuela de expansión nacional a través de la red fluvial del territorio. La formación de esta aptitud, de esta facultad volitiva dominadora de la Naturaleza nos hará mucha falta a los peruanos en horas no lejanas del porvenir. Los estudiosos del incremento demográfico en el mundo tienen puestos los ojos en la inmensa Hoya Amazónica como uno de los lugares más naturalmente llamados a recibir el aflujo de los excedentes humanos. Lamentablemente, las actividades iniciadas en los años cuarenta de este siglo para estructurar y organizar la asociación internacional que entonces se llamó de la Hilea Amazónica, cayeron en colapso. Se ha anunciado recientemente una gestión conjunta de los gobiernos del Brasil y Colombia para estudiar aspectos preliminares de un programa bilateral; pero apenas es dable imaginar un movimiento de esta índole que no sea integral, con el concurso de todos los Estados que comparten el dominio de la Hoya. Aún estamos a tiempo; y esa agrupación de amplio alcance debe constituirse sin demora para encarar cuanto antes el grandioso proyecto de la promoción de la Amazonia en volumen de beneficio humano. Una promoción integral: económica, social y cultural, con infraestructuras de financiación, de administración, de tecnología, de vitalidad, de transporte fluvial, de saneamiento del clima, de agricultura e industrias, de inmigración, de colonización, de agrupamiento municipal, de educación y civismo y de inter-relación exterior. Proyecto será éste con dificultades técnicas sin cuento, pero con alcances de maravilla, que acaso pudiera representar la solución de uno de los grandes problemas que a la Humanidad actual se le plantean.

PROLOGO

Mediado ya el siglo XIX, el panorama histórico-marítimo del Perú se colma durante varios años con dos series de acontecimientos importantes: La acción diplomática europea en América o sea la política de intervenciones (casos de Santo Domingo, México y Ecuador); y el conflicto con España, expresión del sistema de intervencionismo armado. Al hacer el relato de estos acontecimientos, el historiador los presenta ilustrados por detalles inéditos recogidos en fuentes peruanas y chilenas de garantizada seriedad (archivos oficiales y algunos particulares); así como en otras fuentes igualmente respetables, ya españolas (Ministerio de Asuntos Extranjeros), ya francesas (Quai d'Orsay y Chateau de Vincennes), ya británicas (documentos publicados por el Foreign Office). Este relato no incluye sino en forma indirecta los acontecimientos estrictamente navales, en su sentido técnico o militar, que serán materia de otro tomo de la obra.

En las bases políticas de la Europa del siglo XIX se advierte claramente el eclecticismo propio de una mentalidad de transición que fluctúa entre dos épocas históricas: la del absolutismo monárquico que dominó el siglo XVIII, contrario a la idea de libertad, y la del liberalismo individualista aportado por la Revolución Francesa. Así se explica que más de cincuenta años después de haber ésta triunfado, perdurase en el panorama del mundo el colonialismo imperialista lado a lado y en visible contraposición con el nacimiento de nuevas repúblicas liberadas del coloniaje y con el incremento de la libre competencia mercantil internacional. Fenómenos son éstos que ponen en evidencia cómo la evolución política o institucional de los Estados fue más lenta y tardía que la producida en el pensamiento de los pueblos y en el ejercicio del intercambio comercial. A esta distonía de fenómenos obedeció que generalmente las potencias de tradición colonizadora no abandonaran de inmediato sus posiciones de imperio al producirse en las colonias los primeros intentos de emancipación; y que, una vez conseguida ésta, algunas antiguas metrópolis no desaprovecharan por ello las oportunidades que la realidad les ofrecía de recobrar su influencia en los dominios coloniales que antes rigieron. En América ocurrió que el accidentado proceso de adaptación a la vida cívica desenvuelto a partir de la Independencia mantuvo a los patriotas entregados durante más de trein-

ta años a un ensayo infructuoso de estabilidad democrática, con frecuentes ribetes de anarquía; y esto revela cuán factible podía resultar una regresión al pasado colonial de algunas de esas flamantes repúblicas, bajo formas más o menos aparentes de digna protección o de encubierta servidumbre que permitiesen a Estados más maduros convertir sus antiguas posesiones de ultramar en factorías filiales productoras de jugosos provechos económicos. No se descarta que, además, en algún sitio hubiesen intercurrido gestiones conspirativas para provocar en el seno de alguno de los nuevos Estados movimientos propicios a la creación de protectorados o al dictado de anexionaciones por parte de terceras potencias. Y así surgieron en el escenario latinoamericano signos de censurable abdicación o de confabulación temeraria que despertaron inquietudes en el ambiente continental: En la República de Santo Domingo, el Presidente Santa Ana proclamaba como soberana a Su Majestad Isabel II; en México, era voz pública un presunto acuerdo de Inglaterra, Francia y España con el designio de implantar allí una monarquía bajo el cetro de Maximiliano de Austria, para lo cual se aprestaba una intervención militar de Francia; y en cuanto al Ecuador, se afirmaba que el Presidente García Moreno habría gestionado para este país el protectorado francés. Ante tal ola de amenazas, la actitud de la Cancillería Peruana fue de una extraordinaria diligencia y de un ostensible liderazgo para cortar a tiempo tan inusitados peligros, que acabarían con la obra de la independencia de las nuevas Repúblicas. Diversas circulares fueron dirigidas a los Gobiernos de América, las unas para denunciar y protestar contra estas maquinaciones y las otras para sugerir una alianza general defensiva en rechazo de la "reconquista". Hubo también instrucciones a los agentes diplomáticos peruanos en Francia e Inglaterra para que informasen a los gobiernos de estos países acerca de la preocupación del Gobierno del Perú y para que les pidiesen una definición inmediata que dejara ilesos los derechos soberanos de México. Realizáronse, asimismo, conversaciones entre ciertos gobiernos sudamericanos sobre el envío de tropas a México como expresión de defensa solidaria en caso de consumarse una agresión. Finalmente, una misión diplomática fue constituida en Washington con el objeto de informar en nombre del Perú al Gobierno Americano acerca de los presuntos planes del im-

perialismo europeo. La Doctrina Monroe volvía a cobrar actualidad.

Dentro de este marco continental de recelosa incertidumbre se inscribe entre los años 1862 y 1866 el conflicto peruano-español, cuyo sintoma inicial se concreta en la llamada expedición científica naval enviada a la América del Sur por el Gobierno de Madrid al mando del General don Luis Hernández de Pinzón. En realidad, la expedición, que efectivamente incluía un grupo de profesores y hombres de ciencia, tuvo también indisimulables fines políticos de ostentación de fuerza y de defensa precautoria de los súbditos españoles en el Perú, según lo revelaba el texto —conocido más tarde— de las instrucciones impartidas por el Gobierno de la Corona. Al enterarse el Presidente San Román de la partida de esa expedición hacia el Perú, pidió al Congreso facultades extraordinarias y el refuerzo de la Marina de Guerra; pero el Congreso negó el pedido.

La sucesión de acontecimientos que siguió a la llegada de Pinzón al Callao a mediados de 1863, a saber: los disturbios de Talambo, la misión de Salazar y Mazarredo, la ocupación de las islas de Chincha por la escuadra española, el airado revuelo popular y político que este hecho provocó en Lima, la intervención del Congreso Americano de 1864, el reemplazo de Pinzón por el General don José Manuel Pareja, la difícil negociación del Tratado Vivanco-Pareja, y las repercusiones de la firma de este instrumento en la opinión pública, el conflicto chileno-español, la dictadura del Coronel don Mariano Ignacio Prado, y la cuádruple alianza (Perú, Chile, Ecuador y Bolivia), constituyen un conjunto de hechos bien conocidos de nuestra historia que culminan en la declaración de guerra a España con su inmediata secuela de hostilidades, todas ellas navales: el combate de Abtao, el bombardeo de Valparaíso y el ataque a la plaza del Callao por la escuadra española bajo el comando de Méndez Núñez, el 2 de mayo de 1866. Suspendido el combate en la tarde de ese día bajo la orden de la nave capitana, la escuadra española con varios barcos averiados y escasa de municiones se retiró a su fondeadero bajo los fuegos de las baterías peruanas y sin intentar al día siguiente ninguna nueva acción contra la plaza, lejos de lo cual abandonó días después las aguas peruanas. Definióse, así, la contienda en favor de la causa del Perú; y así tuvieron término

las asechanzas contra la independencia americana. No es preciso reiterar en este prólogo el detalle de tales acontecimientos, que el historiador examina concienzudamente en la presente obra dejando al descubierto muchas de sus intimidades políticas y diplomáticas. Sin embargo, acaso no sea ocioso deslizar, a modo de epifonema, algunas reflexiones que la visión retrospectiva de esta guerra, esquematizada bajo la perspectiva del tiempo, suscita en el espíritu del observador.

Puede decirse sin temor de errar que los protagonistas del conflicto hispano-peruano pagaron tributo a la mentalidad de su época al tratar de resolverlo conformándose a usos internacionales viciados y a defectuosas fórmulas convencionales imperantes en aquel tiempo. Tal vez una actitud menos sensible al flujo de prácticas establecidas o de la rutina consagrada y más atenta al examen esencial del problema en discusión habría podido evitar esa guerra que, en el fondo de sus intenciones, no deseaban ni una ni otra de las Partes en pugna.

Las nuevas Repúblicas latinoamericanas estaban ya constituidas y en ejercicio de su autonomía desde más de cuarenta años atrás; y si bien no en todos los casos existía un reconocimiento formal o expreso de su emancipación por parte de la antigua metrópoli, actuaban en el hecho como Estados independientes dentro de la comunidad internacional, manteniendo inclusive, a veces, un cierto grado de relación oficiosa con el propio Gobierno español a efecto de zanjar cuestiones referentes a la liquidación del régimen colonial. Frente a esta realidad, resultaba anómala la actitud de algunas potencias que después del primer cuarto del siglo XIX y a despecho del principio de no intervención, prodigaban la presencia de sus barcos de guerra en puertos de las referidas repúblicas y, en no pocos casos, llevaban a efecto actos que o bien implicaban una ingerencia en los asuntos internos de estas últimas o bien entrañaban presiones intimidatorias y aun imposiciones de fuerza sobre sus gobiernos a propósito de un incidente diplomático cualquiera. Lo cierto es que las potencias continuaban dando a los nuevos Estados el mismo trato que a una colonia cualquiera, sin tomar en cuenta el cambio político operado en ellos. Y es que, según lo hemos visto más arriba, perduraban aún en las potencias la concepción y los hábitos colonialistas.

PROLOGO

Dados estos antecedentes, el envío al Perú de la expedición científica española a bordo de barcos de guerra de esa nacionalidad constituyó algo más que un simple error de forma, porque las propias apariencias de las naves expedicionarias denunciaban un propósito político antes que una finalidad realmente inofensiva o cultural. El episodio se hizo más grave desde el momento en que el General Pinzón, al ocupar las islas de Chincha, expresó que ese acto se consumaba a título de reivindicación por parte de España. Es cierto que el Ministro de Estado español D. Joaquín Francisco Pacheco desmintió más tarde la intención reivindicatoria; pero la presunción de efectividad de esa intención quedó irremediabilmente anclada en la opinión pública peruana. De este modo, la conducta de Pinzón creó inopinadamente la causa del conflicto. Las otras diferencias existentes entre el Perú y España, como eran la reclamación sobre pago de las deudas del régimen virreinal, los agravios a los vascos del fundo Talambo, las hostilidades callejeras contra el Comisionado Salazar y Mazarredo, sindicado como instigador del desembarco en Chincha, y los tumultos del Callao contra los marineros españoles a raíz de la firma del tratado Vivanco-Pareja no poseían la envergadura suficiente para determinar un casus belli. En lo que respecta a los tres últimos cargos, pudieron probablemente ser ventilados en forma satisfactoria por las vías administrativa, judicial o diplomática. En cuanto al pago de las deudas del periodo colonial, el Gobierno Peruano había expresado ya anteladamente al de España mediante la Misión Osma su voluntad de negociar acerca de sus detalles y forma de cancelación.

Hay que admitir también la existencia de otros motivos que contribuyeron a dificultar el diálogo, a indisponer los ánimos y a crear un clima de incompreensión entre las Partes. Diversas fuentes mencionan al respecto factores tales como: a) La ausencia de relaciones diplomáticas formales entre España y el Perú a causa de la falta de reconocimiento de la Independencia, lo cual impedía la presencia en las respectivas capitales de representantes munidos de poderes explícitos para tratar a los más altos niveles de los problemas recíprocos. b) La perceptible reticencia de elevados funcionarios nacionales para entrar en contactos directos con los enviados españoles, a fin de urgirlos a precisar los objetivos de su misión y discutir

los agravios mutuos con las cartas sobre la mesa. c) La importancia atribuida en el curso de las negociaciones a aspectos adjetivos de puntilloso amor propio o de exagerado formalismo externo, lo cual en ciertos momentos había depender el éxito de los arreglos de simples requisitos de etiqueta diplomática o del empleo de determinadas fórmulas ceremoniales en uso. Basadre anota sagazmente estas causas de fricción al analizar el conflicto¹.

Pero, finalmente, cuando cerradas ya las puertas a un entendimiento sonó la hora de las armas y las naves españolas enfrentaron los fuertes del Callao, nuestro pueblo, lado a lado del ejército, supo dar muestras de un civismo y un denuedo ejemplares. La acción, dramática de suyo, cobró contornos de epopeya; y en la torre de la Merced, la figura de Gálvez, maestro, tribuno y soldado, alcanzó su sitial definitivo de héroe civil de la jornada.

Una enseñanza más dejó al Perú la guerra con España: la tremenda importancia que debió y deberá siempre conceder a su defensa marítima. En el año 66 nuestra armada era débil a la iniciación del conflicto; y, pese a los esfuerzos de Pezet y a la encendida requisitoria parlamentaria de Castilla, sólo pudo ser reforzada con las corbetas "Unión" y "América". Los otros dos barcos de guerra con mayor poder de fuego pedidos por Pezet a Inglaterra, la "Independencia" y el "Huáscar", llegaron a aguas peruanas ya más tarde, bajo el Gobierno de Diez Canseco y no actuaron en el combate del Callao, aunque habían de constituir la base de nuestra flota en la guerra con Chile de 1879. Lo cierto es que en los prolegómenos de la guerra con España, era la escuadra española la que señoreaba nuestros mares. Huelgan las reflexiones acerca de la situación de inferioridad política en que se encuentra para negociar un país marítimo sujeto a este género de circunstancias. Y nos viene a las mientes la frase de un compatriota nuestro: "Miremos hacia el mar".

En un capítulo final, el historiador de esta parte de la obra que aquí prologo relata el desacuerdo producido entre el Perú y Chile acerca de la entrega de barcos de guerra hecha en Londres al segundo de estos países en virtud de un convenio chileno-español que, de facto, puso término a la guerra de 1866 y, como consecuencia, disol-

(1) Jorge Basadre, obra citada, tomo III, págs. 1465/66, 1471.

vió la alianza peruano-chilena. El volumen se cierra con una meditada apreciación general sobre los acontecimientos internos e internacionales de los siete años transcurridos entre 1862 y 1868, ricos en historia y en lecciones.

VI

En este punto la primera parte de esta *Historia Marítima del Perú* que, según puede apreciarse en la apretada reseña que antecede, representa una invaluable contribución científica e histórica a los estudios peruanos de este género y un meritisimo esfuerzo editorial. La segunda parte, de publicación futura, abarcaría las décadas de 1860 a 1940, sobre la base de materiales recogidos en archivos del Perú y del extranjero y cuya evaluación y procesamiento es al presente objeto de un detenido análisis. Quedaría, además, pendiente una serie de monografías sobre materias y actividades relacionadas con el mar; y el *Diccionario Histórico-Biográfico Marítimo* en el cual habrán de incluirse los personajes que en una u otra forma intervinieron en la escena marítima.

Al llegar a esta etapa de su misión, el prologuista rinde su homenaje de fervoroso aprecio a la labor aportada por la Comisión de historiadores, investigadores y hombres de ciencia que, encargados de escribir la *Historia Marítima del Perú*, han dejado cumplida su tarea en términos de sobresaliente dedicación, eficiencia técnica y elevado criterio hasta poner en manos del público una obra que realmente hará historia entre las de su especialidad por la hondura de la investigación, la seriedad del análisis, la meditación de los juicios y la proyección del tema marítimo hacia el futuro nacional.

Fue propósito esencial de estos volúmenes que el estudio del mar a través de los hechos de nuestra historia fuese dato y advertencia, lección y ejemplo, obsesión esforzada y pesquisa útil, revelación —acaso— de misterios fecundos o hallazgos de sorpresas grandiosas, fuente de imprevistas verdades y —tal vez— base de nuevas hipótesis y nuevas tecnologías. Prolongada en el tiempo, esta suerte de trabajos de tema marino puede culminar en el descubrimiento de insospechadas vías de actividad para el hombre y abrir a nuestro pueblo inesperadas me-

tas para su destino. Desean los autores de esta obra que se sepa que el Perú no sólo aprovecha su mar mediante el inmenso y fructífero recurso de la pesquería; sino también que estudia su mar amorosamente, que lo investiga y trata de penetrar sus secretos en el orden natural y científico con la intención cordial y humana de brindar estos aportes de su esfuerzo en beneficio de los hombres todos.

Es posible también por esta ruta ofrecer a la juventud nuevos campos de conocimiento y orientaciones innovadoras para que enrumben hacia ellos sus afanes intelectuales y su voluntad de acción. Están aún por encontrarse esos númenes del mar que el inspirado verbo de Rodó buscaba en la tiniebla de los senos marinos, en el estruendo de las olas y en el vórtice de las tempestades. No se ha medido todavía el potencial energético de los millones de kilovatios que acumulan las marejadas del océano; ni han sido explorados los bosques fósiles que en el subsuelo marítimo aguardan el taladro electrónico para surgir a la superficie trocados en esencias combustibles. Todo ese mundo desconocido es acicate y promesa para la humanidad. Ya en los dominios de lo pequeño y de lo mítico, mucho hay también por inquirir y por verificar. El observador se pregunta si en el misterio rumoroso del caracol marino hay un músico metido dentro de sus sonoridades espirales o si es el propio mar quien se introdujo en ellas para gozar el milagro de sentir allí aprisionada su soberbia inmensidad. Y bien pudiera imaginarse que el fenómeno de la fotosíntesis por el cual la vida del plancton subsiste o se prolonga es hechura de un geniecillo del mar que, extrayendo día a día de su aljaba un rayo de luz, asesta con él un chorro de energía solar sobre los tejidos del vegetal marino y, por complicada alquimia, los alimenta, incrementa y multiplica bajo la complaciente mirada de Dios. El mar es un tesoro de enseñanza y una mina de fantasías para la mente joven. El enseña a ser fuerte sin menosprecio de una serena mansedumbre; pero enseña también a mirar lejos y a soñar. La juventud debe, por eso, cultivar la afición del mar. Hallará en él grandeza y belleza. ¿Hay, acaso, un mejor símbolo de la rectitud hecha grandeza que la línea del horizonte? ¿Es que cabe una más bella maravilla que esa sutil paradoja de la solidez en la inestabilidad cuando el mar nos ofrece la perenne y firme riqueza de su fauna y de sus fondos

envuelta en la movible y turbulenta inquietud de sus aguas? Experiencias son éstas para el joven que otorgan a su personalidad un contorno de plenitud, un sentido integralista propicio al amplio discurrir y a la visión universal. Esta madura idiosincrasia, mezcla de reciedumbre y ligereza, de rigidez y levedad, los pies anclados en la tierra y alado el pensamiento, hará del hombre del futuro un espécimen digno de su especie. Intentemos labrar este tipo de hombre para el mañana del Perú. Así, con un bagaje compartido de formación realista y de altos ideales, tendremos hombres dignos de pasar a la historia. Como Toynbee lo ha dicho, la historia comienza en el presente. Sólo un presente forjado con dignidad y grandeza es capaz de vencer al tiempo y trascender hasta el porvenir como algo que más tarde será, a su turno, un modelo histórico.

Nuestra historia, la historia del Perú, no puede sustraerse a esta regla. Debemos aspirar a que sus hechos tengan influjo afirmativo en el destino del país. Y esto sólo se obtiene en la medida en que el hombre señorea e imprime orientaciones acertadas al curso de los acontecimientos. Sin hombres-guías no hay historia: habrá, apenas, una infra-historia, una rutina carente de prestancia creadora. Ciertamente, la historia es un proceso colectivo en el sentido de que registra el acontecer de los pueblos, su carácter nacional y las vicisitudes de su tránsito en el tiempo. Pero no puede negarse que en todos estos fenómenos han marcado en cada época su sello y su influencia determinados hombres que, saliéndose del rasero común, grabaron en sus comunidades la impronta personal de su ingenio o de su acción en provecho del bien general. Por esto, y predominantemente, la historia es un proceso selectivo en el cual, al fin perduran como puntales quienes por algo grande se distinguieron en la vida comunitaria; quienes tuvieron una trayectoria proyectada más allá de lo personal y egoísta, en función de lo generosamente social, nacional y humano. Hombres de esta envergadura y con estos arrestos necesitaremos siempre en el Perú: hombres para HACER HISTORIA, para hacer una historia limpia, fecunda y democrática. Y en cuanto al porvenir inmediato, esta responsabilidad incumbe a nuestra generación.

Diríase que, por fortuna, el "despegue" se puede dar como iniciado. Desde hace algunos años, hubo un puñado

de hombres que comenzó a "hacer historia" en nuestros mares en una nueva y memorable empresa. Eran los hombres de la gran industria pesquera del Perú, entre los cuales el nombre de Luis Banchero Rossi merece un respetuoso tributo de recuerdo; los audaces promotores del auge industrial de la anchoveta en los mercados internacionales; los pescadores anónimos de las bolicheras peruanas, sucesores de aquellos oscuros cazadores de ballenas de los días de Unanue y hoy verdaderos héroes del mar que, en arriesgada faena y con tesón infatigable, vienen ganando para nuestra población la batalla de la subsistencia. Sus embarcaciones recorren por millares nuestra costa, en trance de pregonar cómo es de poderoso e invencible el designio de un pueblo que posee la convicción de su derecho a subsistir. Y frente a este espectáculo de generoso misticismo cívico, de unánime confluencia de voluntades, una sola conclusión se arraiga en el espíritu: la certeza del destino marítimo del Perú.

Fortifiquemos nosotros esa certeza a medida que la lectura de la Historia Marítima reviva los episodios del pasado; y ante la imagen de Grau hecha presencia, renovemos el voto de sustentar y defender nuestro derecho al Mar Peruano de 200 millas.

Este prólogo quedaría trunco si yo, al darle cima, no lo cerrara con un elogio a nuestra Marina de Guerra. No es fácil de momento justipreciar en toda su magnitud y trascendencia el apoyo que esa Institución ha prestado al país mediante el hecho de promover y auspiciar con ágil y vigoroso empeño la elaboración y publicación de la Historia Marítima del Perú; pero en tiempo presumiblemente muy próximo podrá medirse en forma tangible la gravitación que esa obra está llamada a alcanzar en todos los niveles de la cultura. Y ésa será la hora en que la Armada Nacional reciba de su pueblo un plebiscito condigno de reconocimiento.

En el nivel científico, el nuevo libro aporta valiosos datos de investigación original y de experiencias locales objetivas que, de suyo, implican progresos en el campo de las ciencias vinculadas al mar y, por ende, nuevas hipótesis y, acaso, posibles descubrimientos, así como el interés por perfeccionar y actualizar los sistemas técnicos aplicables a empresas ya implantadas, muy particularmente en lo que concierne al ejercicio y preservación de la industria pesquera. Además, los capítulos científicos

PROLOGO

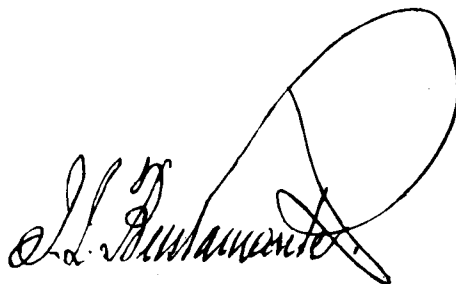
suministran argumentos incontrastables de orden jurídico, basados en fenómenos naturales, para la fundamentación del derecho de los Estados a fijar los límites de sus mares territoriales y a incorporar a su soberanía los recursos vivos que aquéllos contienen, no en forma individual o aislada, sino en tanto que complejos biológicos integrados por especies múltiples coasociadas e inseparables del medio que constituye su hábitaculo, a fin de lograr un aprovechamiento racional de esos recursos en servicio y beneficio de los habitantes locales. Tengo para mí que esta obra de Historia Marítima puede constituir —sobre todo en su parte científica— uno de los mejores alegatos que al Perú le sea dado llevar a Ginebra para sostener y reclamar el reconocimiento de su tesis marítima de las 200 millas ante la Conferencia mundial convocada por las Naciones Unidas sobre el Derecho del Mar.

En el nivel histórico, la edición de esta obra permitirá también presentar las interpretaciones que ella contiene acerca de acontecimientos de nuestro pasado pre-republicano y republicano que, aunque ya conocidos y comentados por otros historiadores, son ahora vistos por los autores de la Historia Marítima bajo la nueva luz de ignorados filones encontrados en fuentes de información extranjeras y nacionales por investigadores competentes; lo cual ha permitido cooperar en la labor de depuración histórica que en la actualidad tanto interesa para obtener una imagen verídica y exacta de los hechos que influyeron de modo determinante en la génesis, en la conformación y en las peripecias institucionales de la República.

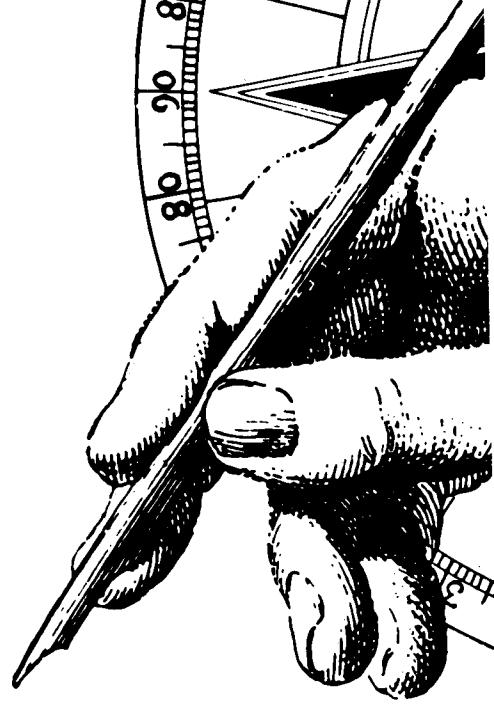
En suma: al dirigir, alentar y coordinar estos diversos trabajos para —finalmente— culminarlos en su presentación impresa, la Marina de Guerra ha cumplido una tarea de promoción afortunada y meritoria. Ha demostrado, ante todo, una loable inquietud intelectual que la mueve a eslabonar la especialidad técnico-naval propia de su instituto con otras altas labores del espíritu conexas con el Mar, en el doble terreno de la ciencia y de la historia. Ha probado, asimismo, la amplitud de sus concepciones sociales al hermanar en una misma mesa de trabajo a colaboradores civiles y navales, confundidos en el común propósito de ofrecer a la Nación un libro donde se investiga las esencias de la peruanidad. Por último, ha llenado la Marina un cometido muy propio de su misión profesional, cual es el de contribuir a la elucidación de hechos

HISTORIA MARITIMA DEL PERU

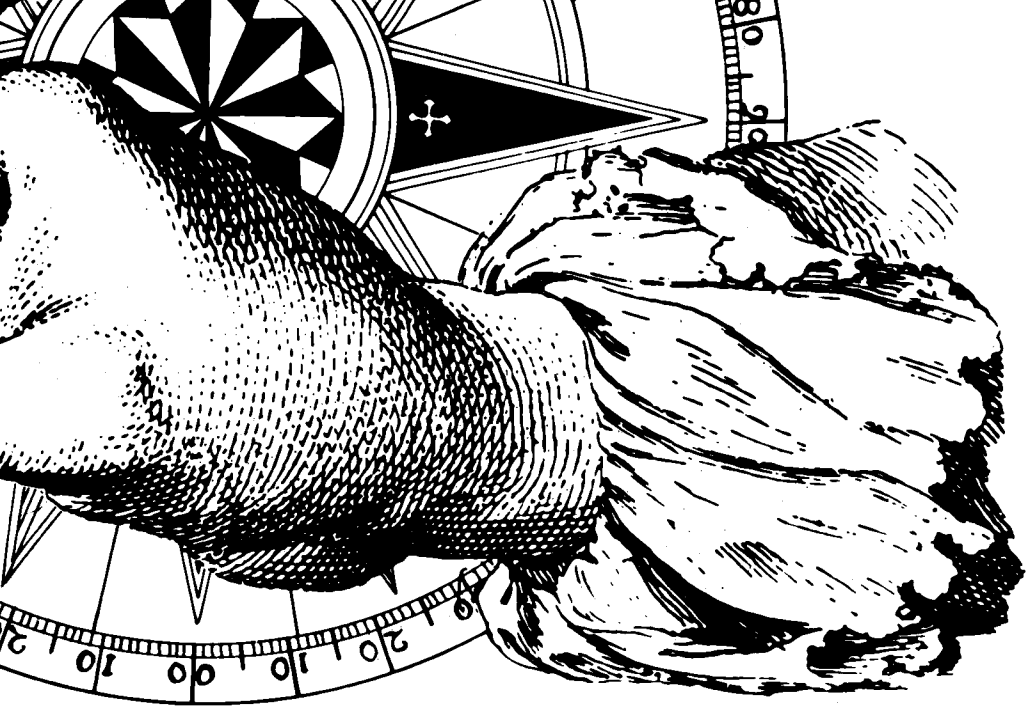
y problemas marinos que en el pasado o para el futuro se rozan sustancialmente con la trayectoria o la suerte de la Nación. Por todo ello, nuestra Armada, al promover la aparición de la obra que hoy sale a luz, inscribe en su hoja de méritos un noble testimonio de su acendrada inspiración patriótica y un nuevo título a la gratitud nacional.

A handwritten signature in black ink, reading "José Luis Bustamante y Rivero". The signature is highly stylized, with a large, prominent loop at the end of the last name.

José Luis Bustamante y Rivero



**HISTORIA
*EL MAR:***



MARITIMA DEL PERU
Gran Personaje / **TOMO I**
VOLUMEN 1

Georg Petersen Gaulke

GEOGRAFIA Y GEOLOGIA GENERAL DEL LITORAL PERUANO

Indice

	Pág.
I ASPECTOS GENERALES DE LA COSTA PERUANA	13
1.0	<i>DELIMITACION DEL AREA DE LA COSTA</i> 13
1.1	Límites generales 13
1.12	Zócalo continental 14
1.13	Orografía general 14
2.0	<i>DISPOSICIONES LEGALES SOBRE LA COSTA</i> 16
3.0	<i>CLASIFICACION GEOGRAFICA</i> 16
3.1	Unidades geográficas 16
	Costa. Sierra. Ceja de Montaña. Selva. 16
3.2	Nombres vernaculares de clasificación geográfica 17
3.21	Notas etimológicas 18
4.0	<i>CLASIFICACION FISIOGRAFICA</i> 19
4.1	Aspectos geomorfológicos del zócalo continental frente a la Costa Peruana 19
4.2	Aspecto geomorfológico de la zona costanera 19
4.21	Unidades fisiográficas 21
5.0	<i>GEOGRAFIA Y GEOLOGIA DE LOS DEPARTAMENTOS DE LA COSTA DEPARTAMENTO DE TUMBES</i> 22
5.1	Zonas geográficas 23
5.11	Región entre los ríos Tumbes y Zarumilla 24
5.111	Serranía de Amotape 24
5.111.1	Zona de las lomadas o intermedia 24
5.111.2	Zona de llanuras o pampas 25
5.111.3	Salinas en el litoral 25
5.111.31	Lagunas entre Tumbes y Zarumilla 26
5.111.32	Zona de los esteros y deltas 29
5.111.4	Esteros 29
5.111.41	Delta del río Tumbes 30
5.111.42	Región entre el río Tumbes y Quebrada Máncora 42
5.112	Orografía y geología 42
5.112.1	Sistema hidrológico 46
5.112.2	Orogenia 46
5.112.3	DEPARTAMENTO DE PIURA 47
5.2	Zonas geográficas 47
5.21	Aspecto geológico 47
5.22	Condiciones climatológicas 50
5.23	Terrazas marinas. Tablazos 50
5.24	Sistema hidrológico 53
5.25	Río Chira 56
5.251	Río Piura 56
5.252	Desembocadura Virrilá 56
5.252.1	

	Pág.	
5.253	Depósitos de evaporitas. Salinas	58
5.254	Depósitos de origen eólico. Médanos	58
5.3	DEPARTAMENTO DE LAMBAYEQUE	60
5.31	Aspectos fisiográfico y geológico	60
5.32	Sistema hidrológico	60
5.321	Agua freática	61
5.33	Depósitos de evaporitas. Salinas	62
5.4	DEPARTAMENTO DE LA LIBERTAD	62
5.41	Aspectos fisiográfico y geológico	62
5.42	Sistema hidrológico	63
5.43	Depósitos de origen eólico. Médanos	63
5.5	DEPARTAMENTO DE ANCASH	64
5.51	Aspectos fisiográfico y geológico	64
5.52	Sistema hidrológico	64
5.53	Depósitos de origen eólico. Médanos	65
5.6	DEPARTAMENTO DE LIMA	65
5.61	Aspectos fisiográfico y geológico	65
5.611	Modelado de la costa de Lima	66
5.62	Aspecto climatológico	67
5.63	Depósitos de origen eólico. Médanos	67
5.64	Intemperismo químico	68
5.65	Movimientos tectónicos	68
5.651	Terrazas marinas	70
5.652	Solevantamientos en la región de Bujama	72
5.66	Depósitos de evaporitas. Salinas	72
5.661	"Las Salinas" de Huacho	73
5.661.1	Antigüedad y estudios anteriores	73
5.661.2	Aspecto geológico	80
5.661.3	Génesis del depósito de sal de Las Salinas	81
5.661.31	Primera etapa	81
5.661.311	Aspecto general	81
5.661.312	Aspecto de la estructura subterránea	83
5.661.32	Segunda etapa	84
5.661.321	Circuito superior	84
5.661.321.1	Corriente freática meridional (A)	84
5.661.321.2	Corriente central de salmuera (B)	84
5.661.321.3	Corriente setentrional de salmuera (C)	85
5.661.33	Proceso de cristalización de las sales	86
5.661.331	Producción de sal de sodio	93
5.661.34	Fauna y flora de Las Salinas	94
5.661.35	Temperatura del agua en las pozas de baño	95
5.661.36	Presencia de agua dulce en las Salinas de Huacho	96
5.662	Salinas de Chilca	98
5.663	Yesera de Chilca	103
5.7	DEPARTAMENTO DE ICA	105
5.71	Aspectos fisiográfico y geológico	105

INDICE

	Pág.
5.72	Depósito de origen eólico. Médanos 111
5.73	Depósitos de evaporitas. Salinas de Otuma 112
5.8	DEPARTAMENTO DE AREQUIPA 113
5.81	Aspectos fisiográfico y geológico 113
5.811	Depresión de Chancharruca (Punta de Bombón) 114
5.812	Depósitos de origen eólico. Médanos 115
5.83	Depósito de evaporitas 115
5.9	DEPARTAMENTO DE MOQUEGUA 116
5.91	Aspectos fisiográfico y geológico 116
5.92	Depósitos de evaporitas 117
5.921	Salina de Loreto 117
5.10	DEPARTAMENTO DE TACNA 117
5.101	Aspectos fisiográfico y geológico 117
5.102	Depósito de evaporitas 118
5.102.1	Yeso del Cerro Colorado 118
5.102.2	Salina de Puite 119
6.0	<i>CLASIFICACION ECOLOGICA DE LA COSTA PERUANA</i> 119
6.1	Biocenosis marinas cercanas a la tierra 120
6.2	Biocenosis de transición entre el mar y la tierra 120
6.3	Biocenosis terrestres cercanas al mar 120
6.4	Antropocenosis 121
7.0	<i>CLASIFICACION FITOGEOGRAFICA DE LA COSTA PERUANA</i> 121
7.1	Aspecto general 121
7.2	Ambientes naturales 122
7.21	Vegetación escasa o nula 122
7.22	Vegetación discontinua (Suelo visible) 122
7.23	Vegetación de yerbas y arbustos 123
7.24	Bosques 123
7.25	Pantanos 123
7.26	Ambiente marino de la vida 123
7.3	Formaciones vegetales 123
7.31	Bosques húmedos subtropicales 124
7.32	Bosques secos subtropicales 124
7.33	Manglares 124
7.34	Bosques ribereños de algarrobos 125
7.35	Bosques espinosos subtropicales 125
7.36	Maleza desértica tropical 126
7.37	Maleza desértica subtropical 126
7.38	Desierto tropical 126
7.39	Desierto subtropical 126
7.310	Formación de Lomas 127
7.311	Formaciones de vegetación de carácter local 133
8.0	<i>CLASIFICACION CLIMATOLOGICA</i> 134
8.1	Aspecto general 134

HISTORIA MARITIMA DEL PERU

	Pág.	
8.2	Distribución general de las lluvias	137
8.3	Subdivisión climática de la costa peruana	140
8.31	Clima lluvioso del bosque tropical siempre verde	140
8.32	Clima de sabana	141
8.33	Clima caluroso de estepa	141
8.34	Clima frío de estepa, seco	141
8.35	Clima desértico	141
8.351	Clima desértico caluroso	141
8.352	Clima desértico, frío	142
8.353	Clima desértico, caluroso y húmedo	142
8.353.1	Neblinas de verano y de invierno en la costa peruana	144
8.353.2	Lluvias veraniegas e invernales en la costa peruana	144
8.36	Clima desértico, húmedo y frío	149
9.0	<i>CLASIFICACION ESTRATIGRAFICA DE LAS FORMACIONES GEOLOGICAS QUE AFLORAN EN EL LITORAL PERUANO</i>	149
9.1	Aspecto general	149
9.11	Constitución de la Tierra	151
9.12	Evolución de la Tierra y de la vida orgánica	151
9.2	Estratigrafía del litoral peruano	152
9.21	Criptozoico	154
9.22	Paleozoico	154
9.23	Mesozoico	157
9.231	Triásico superior - Jurásico inferior	157
9.232	Jurásico medio y superior	157
9.233	Cretáceo	157
9.24	Neozoico	159
9.241	Terciario	159
9.241.1	Terciario de origen continental	163
9.25	Cuaternario	164
9.251	Sedimentos de origen marino	164
9.251.1	Terrazas marinas del noroeste peruano	164
9.252	Sedimentos de origen epicontinental	165
9.253	Sedimentos de origen continental	166
9.253.1	Corrientes de lodo	166
9.253.2	Arenas de origen eólico (Vicús)	167
9.3	Rocas ígneas	168
9.31	Rocas intrusivas	168
9.311	Paleozoico	168
9.312	Mesozoico	168
9.313	Cretáceo superior - Terciario inferior	168
9.32	Rocas extrusivas o volcánicas	169
9.321	Paleozoico	169
9.322	Mesozoico y Cuaternario	169

	Pág.
II POSICION DEL PERU DENTRO DEL MARCO GEOTECTONICO CONTINENTAL	173
10.0 <i>HIPOTESIS SOBRE MIGRACION DE LOS POLOS, DERIVA DE CONTINENTES, EXPANSION DEL DIAMETRO DE LA TIERRA Y PLACAS GEOTECTONICAS</i>	173
10.11 Migración de los polos	173
10.12 Deriva de los continentes	174
10.13 Expansión del diámetro de la Tierra	176
10.14 Cordillera submarina	179
10.15 Placas tectónicas	180
11.0 <i>CONFORMACION GEOLOGICA DEL CONTINENTE SUDAMERICANO</i>	184
11.11 Criptozoico (Pre-Cambriano en parte)	184
11.12 Paleozoico	184
11.13 Meozoico y Neozoico	186
11.2 Orogenia en el área andina	186
11.21 Geosinclinal, orogénesis y magmatismo en general	186
11.211 Sumersión	186
11.212 "Magmatismo inicial"	186
11.213 Plegamientos iniciales	186
11.214 "Magmatismo sinorogeno"	187
11.215 Consolidación	187
11.216 "Magmatismo subsecuente"	187
11.217 Orogénesis y "Volcanismo final"	187
11.218 Estado de Cratón	187
11.221 Geosinclinal pre-andino	188
11.222 Geosinclinal andino	188
11.3 Unidades geotectónicas de América del Sur	188
11.31 Cratones	188
11.32 Cuencas epicontinentales	189
11.33 Neso-Cratones	189
11.34 Cuencas peri-cratónicas	189
11.35 Geosinclinal andino en su estado final	189
11.4 Orogénesis de los Andes	190
11.5 Aspectos geomorfológicos relacionados con el solevantamiento de los Andes	191
11.51 Episodio Puna	191
11.52 Episodio Junín	192
11.53 Episodio Chacras	192
11.54 Estado Cañón	192
11.6 Glaciación de la Cordillera	192
11.7 Desarrollo de la costa del Mar Peruano	193
12.0 <i>BIBLIOGRAFIA</i>	195

I ASPECTOS GENERALES DE LA COSTA PERUANA

1.0 DELIMITACION DEL AREA DE LA COSTA

1.1 *LIMITES GENERALES*

La porción occidental del Perú que se extiende a lo largo del Océano Pacífico, está delimitada por accidentes geomorfológicos de primer orden, tales como:

en el este, por el macizo de la Cordillera de los Andes y sus contrafuertes;

en el noroeste del litoral, por algunas serranías que se interpretan como restos de la antigua "Cordillera de la Costa"; la cual se hace presente también entre Paracas y la frontera sur del país;

en el occidente, por el talud o declive continental que yace entre los 200 y 3,000 metros debajo del nivel del mar.

1.12

ZOCALO CONTINENTAL

El margen o plataforma continental abarca así partes sumergidas del zócalo continental. El talud inclinado de la zona marginal oriental del fondo del Océano Pacífico separa igualmente unidades morfológicas de primer orden.

El zócalo continental tiene un ancho variable entre menos de una decena y algo más de 100 km. Se trata de un área donde se realiza la sedimentación marina relativamente rápida, lo que es característico de las aguas someras. En Geografía, el término zócalo continental se restringe a la faja sumergida entre la línea de la costa y la isóbata de 200 m. debajo del nivel del mar. Su origen se atribuye con frecuencia a la abrasión marina. Pero en el mar peruano los factores genéticos decisivos constituyen, sobre grandes extensiones, las sumersiones de naturaleza epiro y oro genética, desplazamientos negativos y excepcionalmente positivos como ha sucedido en el Golfo de Guayaquil, donde existen bloques geotectónicos que constituyen la isla Santa Clara o El Muerto.

En contraposición, el concepto geológico del zócalo continental es más amplio y comprende zócalos estables y zócalos lábiles según el tipo de orogénesis que ha intervenido en su desarrollo (von Bubnoff, 1931). En el litoral peruano los zócalos son lábiles, o sea que son áreas extensas que estuvieron periódicamente bajo o encima del nivel del mar. En el presente caso, el límite tierra adentro del zócalo se extiende hasta el confín de los estratos marinos del Terciario y Pleistoceno, compuestos estos últimos por sedimentos de aguas someras que constituyen la continuación de aquellos que se extienden costa afuera en el fondo del mar. Este conjunto de rocas marinas, en las regiones de Piura y Nazca-Ica, así como más al sur, emergió sobre el nivel del mar a fines del Pleistoceno por acción tectónica y penetra en muchos lugares hasta más de 100 km. tierra adentro. Esta faja levantada pone en evidencia que el zócalo lábil del litoral peruano pertenece a la categoría heterogénea, ya que sus estratos se sobreponen a un complejo de formaciones sedimentarias del Paleozoico y Mesozoico y, en áreas limitadas, sobre granodiorita, granito y gneis. Se atribuye a estas últimas rocas la edad del Neo—paleozoico (Chalco, 1935), Jurásico (Iddings & Olsson, 1928) y Cretáceo medio (Petersen G., 1949).

1.13

OROGRAFIA GENERAL

En el Perú la playa que constituye en la actualidad el límite Entre el mar y la tierra firme, posee una extensión lineal de unos

DELIMITACION DEL AREA DE LA COSTA

2,815 km., incluidas las bahías según la medida sobre la Carta Nacional, a escala de 1: 200,000. La línea de costa, en las condiciones geológicas presentes, experimenta sólo cambios de poco alcance y de carácter local, pero por lo general se trata de retrocesos seculares. Un acrecimiento de la costa de mayor magnitud se observa esporádicamente como por ejemplo en la costa formada por el delta del río Tumbes.

El área terrestre adyacente al mar, llamada indistintamente litoral, zona costera o costa propiamente dicha, no tiene hacia el interior un límite preciso que sea marcado por un accidente topográfico único. El uso de estos términos varía según se dé mayor o menor énfasis a alguno de los factores geográficos o económicos. En agricultura, por ejemplo, suele extenderse el concepto de costa hasta donde se puede cultivar el algodón, es decir hasta alrededor de 1,000 m. sobre el nivel del mar, siguiendo a la vaguada, punto que se encuentra hasta más de 50 km. tierra adentro en muchos de los valles, los mismos que están separados entre sí por los espolones andinos de alturas considerables, no tipificables como costa propiamente. Cuando se trata de tierras bajas de alturas de menos de 500 m.s.n.m. el ancho de la costa puede extenderse a más de 200 km. tierra adentro (Piura, Chiclayo, Ica y Tacna).

El litoral del Perú, caracterizado por llanuras desérticas y cerros elevados, ofrece un aspecto morfológico muy variado. La modelación de su superficie obedece tanto a la erosión subaérea como fluvial. Hay áreas vastas a manera de cubetas que se han originado por deflación del viento al eliminar los productos del intemperismo mecánico, sobre todo en el desierto de Ica. En otras regiones, enormes masas de arena fina se acumulan, dando lugar al desarrollo de arenales casi intransitables y a campos de médanos. En el litoral discurren más de 57 ríos de caudal permanente y/o intermitente que nacen en la vertiente occidental de los Andes, y otras tantas arterias fluviales de mucho menor longitud que estuvieron activas en épocas subrecientes, cuando las condiciones climáticas fueron más húmedas que en la actualidad. Una considerable porción del material detrítico arrancada por la erosión en las vertientes occidentales de la cordillera, se deposita en el mismo continente, adoptando diferentes formas morfológicas y constituyendo sedimentos clásicos en la mayoría de los casos.

El material fangoso o en suspensión de las corrientes turbulentas es transportado por los ríos costa afuera, donde se incorpora a los sedimentos marinos. El fango o barro tiene un alto tenor de agua dulce, lo que permite su fácil desplazamiento por distancias considerables en el fondo del mar.

2.0

DISPOSICIONES

LEGALES SOBRE LA COSTA

La legislación nacional se ha ocupado de la costa en dos oportunidades. La Ley de Petróleo N° 11780, del 12 de marzo de 1952, en su art. 14, inciso 1, define la extensión de la costa hasta los contornos de la cota de 2,000 m. sobre el nivel del mar, desenvolviéndose en forma ininterrumpida a lo largo de la vertiente occidental de la Cordillera de los Andes. El Decreto Supremo del 28 de mayo de 1965, reglamentando la ley N° 12712 sobre concesiones de sal marina y vertientes saladas, declara a su vez, para los efectos de dicha ley, como zona litoral a aquella faja que comprende los terrenos existentes entre la línea de baja marea del Océano Pacífico y el alineamiento que seguirá aproximadamente los contornos de la cota de 1,000 m. sobre el nivel del mar. En ambos casos se trata de definiciones legales y administrativas, mas no geográficas ni geológicas.

3.0

CLASIFICACION GEOGRAFICA

3.1

UNIDADES GEOGRAFICAS

El territorio peruano se divide geográficamente en cuatro grandes unidades geomorfológicas:

COSTA, región predominantemente desértica del litoral y las vertientes occidentales interrumpidas por numerosos oasis fluviales, de ancho generalmente reducido;

SIERRA, tierras altas con sus cordilleras y valles interandinos;

CEJA DE MONTAÑA, pendientes orientales de los Andes con sus ríos torrenciales no navegables y valles profundos de clima húmedo.

A partir del siglo XX viene produciéndose con frecuencia un error en la terminología, comprendiendo en la voz española montaña también la región llana de los bosques tropicales del oriente.

CLASIFICACION GEOGRAFICA

SELVA, tierras bajas y llanuras cubiertas por bosques tropicales y con caudalosos ríos navegables.

Estas circunscripciones orográficas del país han sido descritas en la bibliografía de los siglos pasados y más detalladamente en el presente por Browman (1916, 1938), Knoch (1930), Miró Quesada (1925), Pareja y Paz Soldán (1942), Sievers (1914 a y b), Steinmann (1929, 1930 a), Troll (1930, 1958, 1959, 1962) y Weberbauer (1911, 1945) entre muchos otros. Estos autores concuerdan en la existencia de las cuatro fajas morfológicas aproximadamente paralelas al rumbo general de la Cordillera de los Andes.

3.2

NOMBRES VERNACULARES DE CLASIFICACION GEOGRAFICA

Desde hace más o menos medio siglo se viene proponiendo una clasificación netamente local con aplicación de términos vernaculares tomados del idioma quechua. Riva Agüero (1918), en su análisis de los paisajes peruanos, fue el primero que citó las regiones típicas del Perú con los términos:

- a Yungas, valles tórridos;
- b Zona quechua, tierra templada o de temple caliente, incluyendo la sierra;
- c Jalca o Janca, región fría, pero todavía cultivable y con pastos naturales;
- d Puna, áreas frías y altiplanos de la sierra;
- e Cordillera nevada.

Tello (1929, p. 12) dice con énfasis que la serranía abarca diferentes zonas climáticas: "que varían desde el tropical de los valles y quebradas profundas interandinas hasta el ártico de las cordilleras. Los aborígenes distinguieron estas zonas con nombres especiales; llamaron *suní* o *puna*, a las frías cordilleras y mesetas; *keshwa*, a las tierras templadas de las quebradas y valles, y *yunca*, a las tierras cálidas, tanto de los llanos florestales de las quebradas hondas andinas como de los valles bajos de la costa". Pulgar Vidal (1939, 1941, 1946, 1967) amplía los esquemas de Riva Agüero y Tello, introduciendo voces adicionales para establecer ocho regiones naturales del Perú; respecto a la costa peruana emplea la palabra *chala* para el litoral hasta los 500 m. sobre el nivel del mar y *yunga marítima* para altitudes entre los 500 y 2,500 m.; introduce además los términos *rupa-rupa* para la selva alta y *omagua*, nombre de una tribu amazónica, para la vertiente oriental; un ensayo de representación gráfica de sus conceptos es ofrecido por Pulgar Vidal (1969).

3.21

NOTAS ETIMOLOGICAS

Las voces quechuas citadas significan: *yunga*, *yunca* o *llunga* valles de la vertiente oriental de los Andes con sus ambientes calurosos y húmedos que son apropiados para el cultivo de productos tropicales. El término *yunga*, según Cúneo Vidal (1923, p. 59), está relacionado con *illay* e *illuncay*, centella, relámpago, rayo y trueno; correspondiendo a zonas cálidas y húmedas. "De suerte, dice Cúneo Vidal, que se ha de retener que hubo tierras *yungas*, *chaupiyungas* y *chiris*, es decir tropicales, semi-tropicales y frías; con la naturaleza, raza, nación o idioma de cuyos habitantes no tuvo que ver el término, exclusivamente climático de *yunca* o *yunga*". *Quechua*, '*keshua* o *keshua* significa valle alto no muy caliente de la sierra, entrecalado entre la zona fría *kolla*, y la caliente, *yunca*. Middendorf (1890) dice: "que es término aplicado también a las naciones que habitan dicha región del Cuzco hacia el norte ('*keshua runa*'). Los españoles, desde la conquista, asignaban al idioma de esos habitantes la voz '*keshua*, es decir, el mismo nombre de la región, mientras que los propios habitantes denominaban, entonces como hoy, su lengua general *runa simi*. *Jalca*, *janca* y *hallka* dicen sitio apartado o lejano, también altura. La palabra *jalca* provendría posiblemente del cauqui *shallga* (Pulgar Vidal, 1946, p. 126). *Suni* tiene el sentido de largo, longitud, cosa larga, desierto y puna (Torres Rubio, 1616). *Rupa-Rupa*, significa ardiente.

Los términos geográficos actuales Puna, Jalca y Páramo son sinónimos. Las alturas son las mismas, pero hay ambiente climático algo diferente. Puna, a partir de 8°30' Lat. Sur, se aplica para la cordillera alta meridional, región de clima frío y áspero con invierno seco; Jalca (=Páramo) se usa desde la misma latitud para la alta cordillera setentrional con clima más húmedo que en el sur. Entre las voces citadas predomina el concepto climático, pero no hay uniformidad en la terminología; no existe además ninguna evidencia suficiente para deducir que en época prehispánica se hubiesen aplicado estos términos de una manera regional y genérica.

Respecto a la palabra *yunga* para designar la costa —uso que se trata de revivir recientemente—, conviene decir que en el litoral el quechua ha tenido difusión muy limitada. Se habría hablado el quechua entre las gentes traídas de la sierra sur en reemplazo de los aborígenes transferidos forzosamente a la Sierra después de la subyugación por los incas del régulo Chimorr a mediados del siglo XV. Es poco probable que los conquistadores de habla quechua, trasladados a tierras desérticas, hubiesen confundido en un solo término dos ambientes tan contrapuestos como son los trópicos húmedos de las vertientes orientales de los Andes y los desérticos llanos de la costa. Pero fue

CLASIFICACION FISIOGRAFICA

Túpac Yupanqui quien "denominó *yunga* (tierra caliente) a la gente y a la lengua imperante y oficial de aquellos guerreros norteños, calificándolos con palabra quechua aplicable a un tipo de clima. Se transformó así una palabra de orden climático en otra de índole genérica; gente y lengua aborigen o lengua general de la costa, bautizándolas *yunga*". (Zevallos Quiñones, 1947).

Es así que la voz climática *yunga* experimentó primero una transformación en sentido etnológico y lingüístico, y luego morfológico, para designar tierras bajas y llanas o cualquier tierra calurosa. El nuevo significado y el original, figuran en los antiguos léxicos del quechua (Ricardo, 1586; Gonzales Holguín, 1608). Sería tal vez el porqué los cronistas y escritores de los primeros tiempos después de la conquista se sirvieron de la palabra *yunga* al referirse a la costa norte (Lambayeque). Lizárraga (1605, 1908), al hablar de Guadalupe cerca de Pacasmayo, dice: "Los indios de este valle tienen dos lenguas que hablan: los pescadores una y dificultosísima y la otra no tanto. Pocos hablan la general del Inca". No se conoce el nombre aborigen de los idiomas arcaicos hablados en el noroeste del Perú hasta el primer tercio del siglo XVII; los cronistas doctrineros citan Sec, Mochica, Olmos, Quignam y Pescadores, Tallana o Atallana y Chimú (Zevallos Quiñones, 1947).

4.0

CLASIFICACION FISIOGRAFICA

4.1

ASPECTO MORFOLOGICO DEL ZOCALO CONTINENTAL FRENTE A LA COSTA PERUANA

Delante de la costa peruana, el zócalo continental presenta un relieve pronunciado y llamativo que se extiende, en varios casos, mucho más abajo de la isóbata de 200 m. Se trata de depresiones y de una elevación o lomada submarina. El primero de los fenómenos se relaciona con el hundimiento del antepaís andino (Lissón, 1924, Steinmann, 1923, 1930, 1933) y se interpreta ser de origen subaéreo.

4.2

ASPECTO GEOMORFOLOGICO DE LA ZONA COSTANERA

Los factores de orden climatológico, edafológico, fitogeográfico y otros, dependen principalmente del desarrollo tridimen-

sional de la estructura morfológica del país. Dichas fuerzas han dado lugar a una multitud de formas del país que requiere un ordenamiento detallado y general para que se llegue a una interpretación de los rasgos dominantes del relieve de la tierra. Fenómenos de primer orden constituyen los continentes y océanos; entre los de segundo orden se clasifican las formas constitutivas producidas por las fuerzas endógenas de la tierra (principalmente cordilleras) y exógenas (volcanes, flujos de lava); las de tercer orden abarcan todos los aspectos creados por la destrucción de las nombradas configuraciones, actuando para este efecto los agentes de erosión y transporte superficial del material originado.

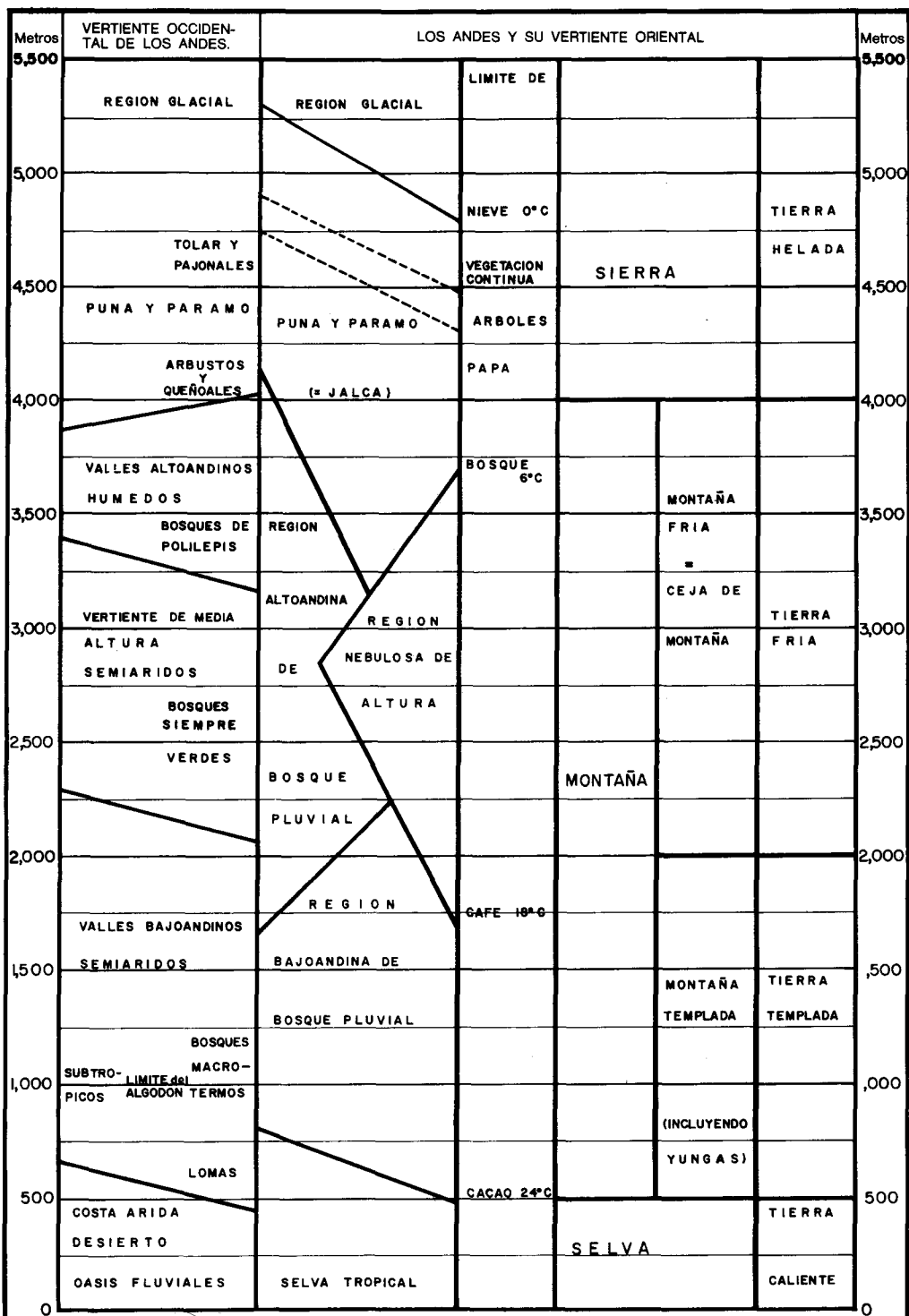
4.21

UNIDADES FISIOGRAFICAS

Las unidades fisiográficas resultantes en el Perú han sido analizadas en repetidas ocasiones y recientemente por Fischer (1956), Koch (1959, 1962, 1967), Ham y Herrera (1963) y Bellido (1969). En base a todos los estudios se puede reconocer los complejos siguientes:

- 1 Cordillera de la Costa en el noroeste y suroeste del litoral.
- 2 Llanuras y depresiones del litoral.
- 3 Cordillera Occidental. 3a. Cadena de volcanes suroccidentales.
- 4 Valles y hoyas interandinas. Región del Marañón, Mantaro y otras.
- 5 Meseta y cuenca del Lago Titicaca.
- 6 Cordillera Oriental.
- 7 Cordillera Subandina (incl. Cordillera Shira). En la región de Contamana. La Cordillera Subandina se puede subdividir en occidental, central y oriental.
- 8 Llanuras Amazónicas.

Una concordancia entre los niveles fisiográficos, clima y vegetación, se ofrece en la Fig. 1, en la que se han incluido algunos datos de Maas (1969).



REGIONES GEOGRAFICAS Y ALTURAS DEL PERU
 Fig. 1 Según Maas (1969), modificado

5.0 GEOGRAFIA Y GEOLOGIA DE LOS DEPARTAMENTOS DE LA COSTA

La orografía de la costa peruana ofrece notables contrastes originados por las condiciones geológicas del subsuelo y diversos factores físicos, principalmente, de índole climático. El extremo noroeste del litoral, que comprende gran parte de los departamentos de Piura y Tumbes, ofrece un paisaje disectado por escorrentías de agua y cubierto de vegetación sobre gran extensión, debido a que participan de las lluvias anuales. Este aspecto general contrasta con el ambiente desértico que se difunde hacia el sur a partir de Cabo Blanco.

La voz "desierto" es de difícil definición; su aplicación depende del menor o mayor énfasis de calificativos tales como: desierto absolutamente seco; marginal con escasas lluvias; semidesierto, con precipitaciones pluviosas, periódicas o aperiódicas; y arenales estacionarios o altamente móviles, entre otros conceptos. En resumen, el desierto constituye un ambiente sin lluvias periódicas y cuyo total de precipitaciones aperiódicas y eventuales sea inferior a 250 mm. al año.

La costa entre Talara y Sechura se caracteriza por extensas terrazas marinas, localmente llamadas tablazos. El sur del departamento de Piura y el litoral de los de Lambayeque y La Libertad están integrados por vastas llanuras cubiertas de arenas eólicas en gran parte intransitables e inhabilitables (despoblados). Los desiertos nombrados, así como los de los demás sectores de la costa central y sur del Perú, constituyen el extremo septentrional de la faja árida que se extiende desde la Patagonia oriental a través de los Andes occidentales de Argentina, Bolivia y Chile setentrional y que termina en la costa del Perú a la altura de Cabo Blanco; pero que reaparece, después de ser interrumpida por el ancho Golfo de Guayaquil, en el litoral de las provincias ecuatorianas de Guayas y Manabí.

En los departamentos de Ancash y Lima, la línea de la costa está representada por acantilados rocosos formados por las estribaciones andinas, con excepción de aquellos tramos donde desembocan ríos; algunos de ellos, como por ejemplo el Santa, poseen valles característicamente andinos.

Los restantes departamentos meridionales (Ica, Arequipa, Moquegua y Tacna) evidencian el mismo aspecto costero a lo largo de la línea de costa, pero tierra adentro predominan dila-

tadas llanuras de aspecto desértico, sin embargo ubicadas a alturas variables de 1,000 m. y más. En consecuencia, los ríos que las atraviesan tienen valles de cientos de metros de profundidad con laderas escarpadas y trechos a manera de cañón. Por regla general las arterias fluviales corren sensiblemente normales a la costa, con pocas excepciones tales como los ríos Ica y Grande, cuyas secciones inferiores muestran una tendencia longitudinal.

5.1

Departamento de Tumbes

5.11

ZONAS GEOGRAFICAS

El aspecto general de la geomorfología del noroeste del Perú (departamentos de Tumbes y Piura) está vinculado estrechamente con la estructuración geotectónica de su subsuelo, que se ha desarrollado principalmente durante el Terciario y Pleistoceno. Fischer (1956, p. 178 y Fig. 1 y 2) dividió el área de la costa de dichos departamentos en las siguientes provincias geológicas (de E a W):

1 Cordillera Andina: una faja de montañas plegadas, topográficamente elevadas, que exponen rocas paleozoicas, mesozoicas y terciarias.

2 Depresiones Para-Andinas: una faja de depresiones estructurales y topográficas colocadas entre la Cordillera Andina y la zona de los Macizos Occidentales; incluye el sinclinorio Lanchones, constituido por rocas cretáceas, y la cuenca terciaria de Sechura que continúa hacia el Sur como repisa sumergida.

3 Zona de Macizos Occidentales: una faja arqueada que expone bloques hórsticos constituidos por rocas metamórficas e ígneas paleozoicas, separados unos de otros por grábenes (fosas) y hundimientos rellenos con sedimentos del Eoceno superior y más jóvenes. Incluye los cerros de Amotape, de La Brea y Pariñas, de Paita y de Illescas, así como las islas de Lobos de Tierra y Lobos de Afuera.

4 Repisa Occidental: la llanura costanera occidental emergida solamente al N. de Paita, consistiendo principalmente en sedimentos del Cretácico superior y del Terciario, descansando sobre el basamento Paleozoico y caracterizada por intenso fallamiento en bloque.

La costa del departamento de Tumbes posee un ancho variable entre 50 y 70 km.; recibe en toda su extensión las lluvias anuales aunque de intensidad variable de año en año. La escorrentía y las arterias fluviales permanentes, así como tempora-

les, han originado un paisaje generalmente ondulado. El largo de los cursos de agua, ríos secos o quebradas, es reducido; nacen, por lo general, en el área de la costa y se secan al poco tiempo de haber cesado el período lluvioso. En cambio, el río Tumbes, que se origina en los Andes, conduce agua durante todo el año; mientras tanto el cauce inferior del río Zarumilla suele secarse anualmente durante algunos meses. Las quebradas Bocapán, Seca y Máncora conservan su agua durante todo el tiempo en su curso superior. Diversos aspectos fisiográficos del departamento de Tumbes han sido tratados por Adams (1905), Anónimo (1956), Broggi (1941 b), Chalco (1955) y Petersen G. (1935, 1936, 1939, 1949, 1960, 1962, 1964).

Los rasgos fisiográficos más saltantes del departamento son: la serranía de Amotape y la región de la costa, subdividida en una zona de lomadas bajas o intermedias, llanuras del propio litoral, terrazas marinas, la zona de los esteros, incluso los deltas, y la faja adyacente al mar. El desarrollo de cada una de estas unidades varía regionalmente.

5.111

REGION ENTRE LOS RIOS TUMBES Y ZARUMILLA

5.111.1

SERRANIA DE AMOTAPE

La serranía de Amotape se extiende en dirección SW a NE desde el río Chira hacia el curso superior del río Tumbes. En el tramo comprendido entre los ríos Tumbes y Zarumilla, los cerros más altos no pasan los mil metros s.n.m. (C. Batán 934 m.; C. Lajillas 843 m.; C. El Caucho 852 m.). Su borde norte está señalado por un desnivel muy pronunciado.

5.111.2

ZONA DE LAS LOMADAS O INTERMEDIA

Al norte de la serranía de Amotape se extiende un área de cerros ondulados de mediana altura (C. Bolsones 404 m.; C. Cóndor 381 m.; C. Crucitas 376 m.), y lomadas tales como Tutumo, Batán y Cabuyal; este último nombre fue dado por Adams (1905) a toda la zona, pero cayó en desuso, quedando restringido a las inmediaciones de la localidad del mismo nombre sobre el río Tumbes. Toda la zona está intensamente disectada por pequeñas quebradas con aguas efímeras durante la estación de lluvias. A medida que se avanza hacia el norte, el paisaje pasa insensiblemente a una espaciosa penellanura.

5.111.3

ZONA DE LLANURAS O PAMPAS

La penellanura se extiende desde Tumbes hasta Zarumilla, donde adquiere su mayor ancho. Su altura sobre el nivel del mar es de 60 m. en Papayal, 21 m. en Zarumilla y 10 m. en Tumbes.

Esta unidad morfológica está atravesada por muy pequeños cursos de agua que apenas alteran la topografía llana; está constituida por una secuencia de sedimentos de origen continental y marino que han emergido del mar en época geológica reciente, según evidencian los fósiles de edad pleistocena de los estratos (Broggi, 1941, p. 53). En base a un estudio de los estratos atravesados por pozos, excavados unos y perforados otros, para la extracción de agua potable en Zarumilla, La Palma y Papayal (Petersen G., 1949, p. 23-33) se establece una secuencia de capas poco consolidadas, pertenecientes al Plio-Pleistoceno, confirmandose el levantamiento reciente de la penellanura.

5.111.31

SALINAS EN EL LITORAL

Los tipos climáticos del litoral peruano son: tropical, semi-tropical, semidesértico y desértico húmedo. Este último tipo prevalece en casi toda la costa, pero experimenta discontinuidades por la intercalación de áreas más húmedas que lo normal, llamadas "lomas" y por las regiones de extrema aridez, que favorecen el desarrollo de salinas y salitrales. Los depósitos salinos pueden agruparse como sigue:

Salinas continentales con aporte de aguas terrestres.— Las salinas continentales con aporte de aguas terrestres se forman preferentemente en depresiones de terreno a alturas diferentes. En época de sequía se convierten en salares y salitrales. Las salinas de paso fluvial se transforman en salinas terminales cuando un río no llega al mar; según la estación del año se tornan en salares o salitrales. Donde aflora agua subterránea, en las vastas llanuras de los desiertos, suelen originarse también salinas.

Salinas marginales con aportes de agua del mar.— Las salinas marginales con aportes de agua del mar, impropriamente llamadas a veces salinas marinas, están ubicadas en depresiones de terreno debajo del nivel del mar; algunas de ellas tienen temporalmente conexión directa con el océano, pero lo normal es que estén alimentadas por percolación de agua del mar a través de un cordón litoral o barras de arena. Contra las afirmaciones de la bibliografía correspondiente, las salinas marginales de la costa no reciben, en las condiciones climáticas actuales, aportes de agua provenientes del continente.

En la desembocadura de algunos ríos secos se originan salinas protegidas por barras de arena, que no corresponden estrictamente a los grupos indicados; pero en la mayoría de los casos se asemejan a las salinas marginales. El río con caudal efímero, en vez de aportar sal, suele destruir el depósito, llevando al mar la sal formada. Recién cuando la barra se cierra nuevamente se vuelve a precipitar la sal a partir de agua del mar percolada, de rebose durante las mareas altas y de desborde durante las bravesas.

5.111.32

LAGUNAS ENTRE TUMBES Y ZARUMILLA

En las llanuras alrededor de Zarumilla existen depresiones con lagunas temporales y permanentes, de tamaños variados (Petersen G., 1949, p. 11); pertenecen a tres tipos:

Primero, depresiones o cubetas en la penellanura, de formas variables de año en año. Estas lagunas deben su origen al agua de lluvia de los meses de verano; tienen muy poco fondo y ofrecen un aspecto pintoresco en contraste con la aridez del resto del año. En la época seca, su presencia se nota sólo por los atoladeros y pantanos.

Segundo, "pozos" y "brazos muertos", que constituyen aguas remanentes en los meandros, cauces de desagüe de algunas quebradas y en las divagaciones del río Zarumilla, como por ejemplo las de Pocitos, Piedritas y otros. Algunos de los "pozos" tienen una existencia estable por su conexión con el agua subterránea que se desplaza a través de las arenas de la vega fluvial a escasa profundidad.

Tercero, lagunas fluviales o de paso, que se desarrollan en ciertos cauces de quebradas de suave declive. En la estación seca actúan con frecuencia como lagunas terminales. No obstante los aparatos límnicos mencionados, estas lagunas albergan aguas salobres y, al evaporar parte del agua almacenada, el fondo se cubre con una capa de yeso y sal. Las lagunas más notables son:

LAGUNA	AREA	LONGITUD DEL DESAGUADERO HACIA EL RIO ZARUMILLA	DISTANCIA DE ZARUMILLA
Lamederos	11.7 Ha.	2,000 m.	12.0 Km. al SE
Salitral Grande	7.0 "	600 m.	4.2 " al ES
Salitrillo	4.5 "	200 m.	2.5 " al E

DEPARTAMENTO DE TUMBES

Laguna Lamederos:

Temperatura: 28°C (Dic. 12, 1937).

(Petersen G., 1949, p. 13-15).

Costra de sal: Análisis por Ing. A. Montero M.

Sobre una muestra tomada en Enero 24, 1938:

	%		%
Na	2.53	HCO ₃	0.48
Ca	5.83	SO ₄	13.93
Mg	1.30	Insoluble	66.36
Fe y Al	0.30	No determ.	
Cl	7.97	Materias orgánicas	1.30
			100.00 %

ANALISIS DE LAS AGUAS DE LA LAGUNA LAMEDEROS

MUESTRA N° Y FECHA	I.— 27.12.37	II.— 12.12.38
Sales gr/ l	18.238	1.308
Peso específico	1.012	1.0005
Sodio	Na 24.14 %	21.43
Potasio	K 0.88 %	(*)
Calcio	Ca 4.51 %	5.91
Magnesio	Mg. 4.27 %	3.71
Fe y Al, Fe ₂ O ₃ + AlO ₃		1.52
Cloruro	Cl 38.16 %	30.05
Bromuro	Br 0.13 %	
Bicarbonatos	HCO ₃ 1.52 %	24.01
Sulfatos	SO ₄ 25.79 %	9.70
Sílice	SiO ₃ 0.60 %	
	100.00	100.00

En la margen meridional de la laguna Lamederos existen dos pequeñas fuentes de agua dulce que dan lugar al crecimiento de una vegetación exuberante, pero cuyo rendimiento no alcanza a compensar el volumen del agua que se evapora durante los meses de sequía anual.

(*) Sodio y potasio fueron determinados como sodio. En resumen, se trata de aguas fluviales de una región árida, sujetas a intensa evaporación.



Fig. 2. *Laguna Lamederos*. (Prov. de Zarumilla, Departamento de Tumbes). Salina del tipo fluvial. Costra de sal y yeso dejada al evaporarse el agua de la laguna.
Foto: G. Petersen G., 27. 12. 1937

Fig. 3. *Laguna Lamederos*. (Prov. de Zarumilla, Departamento de Tumbes). Zonas de sal y fango bituminoso formado al secarse las aguas de la laguna.
Foto: G. Petersen G., 27. 12. 1937



5.111.4
ZONA DE LOS ESTEROS Y DELTAS

5.111.41
ESTEROS

Una faja de terreno, de un ancho variable entre uno y tres kilómetros, se extiende a lo largo de la línea playera, entre la desembocadura de los ríos Tumbes y Zarumilla; está constituida por la alternancia de espigones naturales de arena, albúferas de aguas salobres y llanuras o pampas alargadas que representan esteros rellenos. Hacia el oeste y suroeste sigue el delta del río Tumbes y otra faja de esteros antiguos; hacia el este se encuentra la desembocadura del río Zarumilla, que constituye un delta imperfecto por carecer de la forma triangular, típica, debido a que desagua en esteros o albúferas de la región de Jambeli de la provincia ecuatoriana El Oro, originados por acción del río Guayas y sus tributarios de la margen izquierda.

La línea de playa del departamento de Tumbes mide aproximadamente 120 km. de largo, correspondiendo unos 40 km. al sector comprendido entre La Cruz y la isla de Matapalo. El frente marítimo del delta del río Tumbes entre Malpelo y Puerto Pizarro mide aproximadamente 12 km. La altura del delta (Tumbes-Pta. Malpelo) es de 9 km. Las génesis del delta del Tumbes y de los esteros se relacionan entre sí. La base del aparato litoral se halla marcada por los acantilados compuestos por rocas de edad terciaria que se extienden entre Charán y Corrales (margen izquierda del río Tumbes) y los acantilados del cerro Mirador (margen derecha del río Tumbes) y otros en dirección a Zarumilla.

Los espigones naturales de arena guardan un marcado paralelismo con la línea general de la costa. El paisaje en la costa de La Garita (Tumbes) ofrece una superficie ondulada de surcos y camellones¹. En su estado inicial, las albúferas contiguas al mar están separadas de éste por bancos de arena e islitas bajas que con el tiempo se unen, formando espigones encorvados por las correntadas predominantes. En baja mar los esteros se vacían, formando extensos bajíos. En el transcurso del proceso dinámico, los esteros se llenan de fango hasta ligeramente encima del nivel del mar, cubriéndose entonces sólo eventualmente de agua en los días de las aguas vivas y bravezas

1. Bosworth (1922, Fig. 50) tomó a los camellones por antiguas líneas de playa de una costa en emersión, pero en el caso particular de Tumbes se trata de verdaderas líneas de crecimiento del delta, pues encierran esteros típicos. En la actualidad, la superficie de la región de La Cruz, La Garita y Corrales, se halla alterada y terraplenada por los trabajos de agricultura bajo irrigación.

de mar. Alcanzado dicho nivel, la sedimentación subacuática cesa, siendo continuada por aportes subaéreos. Tales esteros permanecen secos durante la mayor parte del año, inundándose únicamente durante la estación de lluvias por las aguas que escurren de las pampas de Zarumilla. Se forman entonces lagunas temporales de escaso fondo, convirtiéndose después de la evaporación del agua en lodazales y salitrales difícilmente transitables.

Los limos de los esteros contienen materia orgánica en abundancia, que experimenta una saponificación constante, como lo evidencian las manchas e hileras de espuma blanquecina que flotan sobre el agua. En este habitat favorable se establecen en muchos sitios bancos de moluscos, tan densamente apretados que forman una biocenosis compacta; predominan las ostras, que se adhieren a las raíces zancos de los manglares y al piso, originándose verdaderos pavimentos en los alrededores de las islas Matapalo y Correa, entre otras. En todo tiempo las ostras se explotaron intensamente, pero en el estuario del río Zarumilla los lamelibranchios murieron en 1925 por la abundancia de agua dulce y "lodo amarillo ferruginoso" que arrastró el río Zarumilla, convirtiéndose la biocenosis in situ en una thanatocenosis (asociación de organismos muertos); ejemplo significativo para la explicación de casos similares conocidos del pasado geológico. En una exploración llevada a cabo el 1° de noviembre de 1937, observamos que poco a poco los antiguos bancos se repueblan, dándose así el caso de una biocenosis moderna establecida sobre una thanatocenosis anterior.

Las arenas que constituyen los cordones litorales migran a lo largo de la costa a partir de Mal Paso y Charán hasta Punta Malpelo, donde cambian su dirección noreste a este. Otra fuente de las arenas son las innumerables quebradas pequeñas del litoral que durante las lluvias llevan materiales clásticos, cantos rodados y arena de grano grueso hasta el mar, donde se incorporan a la corriente que se desplaza delante de la costa.

5.111.42

DELTA DEL RIO TUMBES

El delta del río Tumbes ha sido investigado bajo diversos aspectos, por ser el fenómeno dinámico más conspicuo del litoral, por Wolf (1892), Adams (1905), Lissón (1926 p. 141, Fig. 137), quien reprodujo un mapa del delta², Cortés (1935), Cabrera La Rosa (1938) y Petersen G. (1935, 1939, 1949, 1960, 1962). Las condicio-

2. El mapa constituye aparentemente una copia de parte del plano de la provincia litoral de Tumbes, levantado a escala en 1:50,000 por el Servicio Geográfico del Ejército en 1919; puede servir para comparaciones con planos posteriores.

nes ecológicas de los esteros y del delta fueron exploradas por Dall (1909), Ferreyra (1957), Koepcke (1951 a, 1951 b) y Weberbauer (1929, 1935, 1945 p. 290).

El delta del río Tumbes se halla dentro del área del Golfo de Guayaquil, que es el único golfo en la costa occidental de Sur-América³. Los estudios oceanográficos han revelado que la Corriente marina del Perú y la Contracorriente Ecuatorial influyen relativamente poco en la constitución del Golfo de Guayaquil y del delta del río Tumbes, y que más bien el flujo y reflujo de las mareas diarias desempeñan un papel significativo en el modelado de estos dos fenómenos geográficos.

Con respecto a las condiciones geográficas del Golfo de Guayaquil, nos remitimos a los trabajos de Wolf (1892, p. 19), López (1907) y Morales y Eloy (1938).

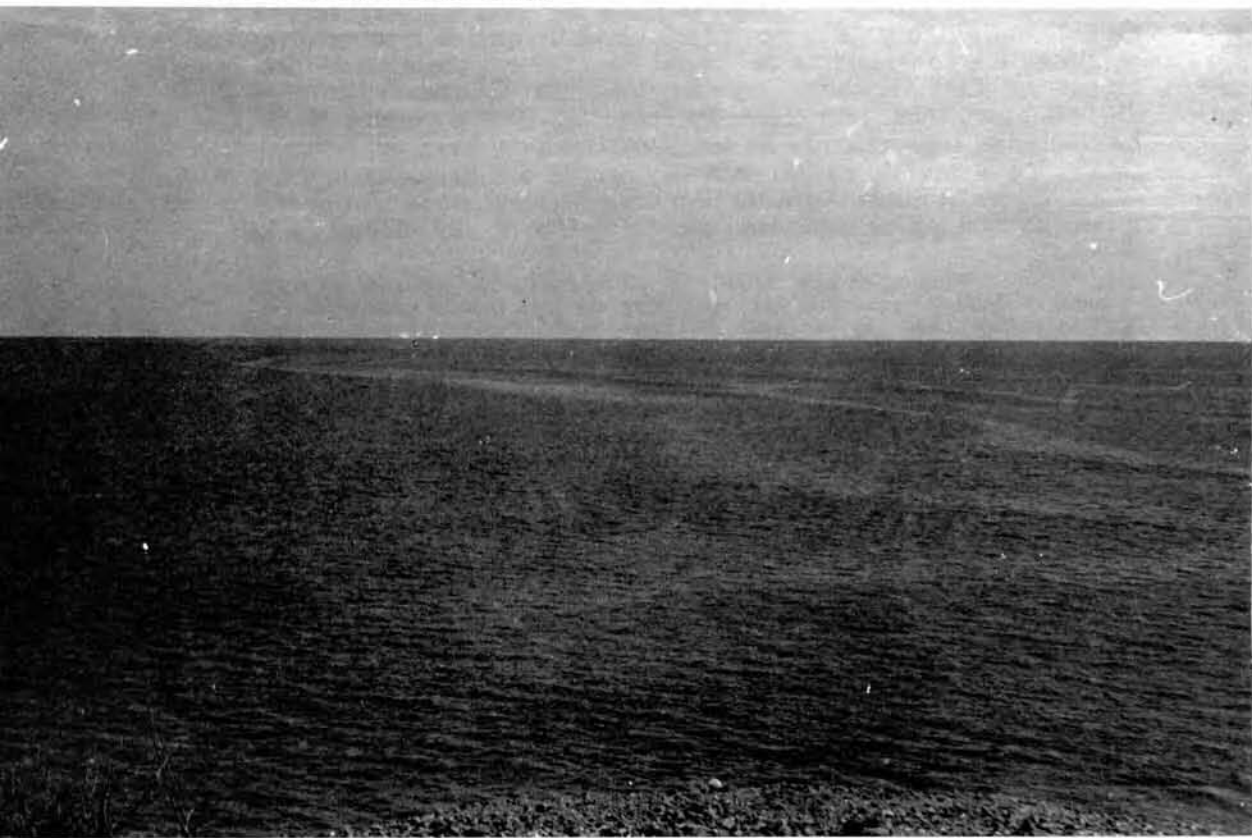
En el Golfo de Guayaquil, el agua del mar, a la hora de la marea alta, avanza río arriba por la porción setentrional, es decir, al norte de la isla Santa Clara y al oeste y norte de la isla de Puná, penetrando al estero salado hasta las inmediaciones de Guayaquil, según lo evidencian las temperaturas relativamente bajas y la alta salinidad del agua. Durante la marea alta, las aguas del Guayas se represan; período de estancamiento que facilita la precipitación de las arenas gruesas arrastradas por el río, desarrollándose, aguas arriba de Puná, las barras que dificultan la navegación. Las descargas de las aguas del río, a su vez, se producen por el canal de Jambelí al este de la isla de Puná y en la porción meridional de la desembocadura, desplazándose el agua de la vaciante a lo largo de la costa de la provincia ecuatoriana del Oro y del departamento de Tumbes. La vaciante, se nota en Zorritos y aún más al sur. El agua de la vaciante y del reflujo del Guayas suele ser más o menos turbia, de baja salinidad y de temperatura elevada, que se origina principalmente en los esteros del canal de Jambelí, costa de la provincia del Oro (Ecuador), y en los ríos Guayas y Tumbes (Schweigger, 1959, 1961, 1964; Petersen G., 1960 y cuadro N° 2). La vaciante, dependiendo de las mareas alta y baja, es intermitente. En el muelle de Zorritos se observa a diario que la proa de las naves al ancla, durante la marea descendente, mira al NE, mientras que en el resto del día, se enfila al sur, debido a la

3. El Golfo de Guayaquil está situado en el límite de las regiones de Galápagos y Pacífico ecuatorial que constituye un área de dos corrientes marinas encontradas: la Corriente del Perú (o de Humboldt) y la Contracorriente ecuatorial. El régimen oceanográfico de ambas corrientes ha sido investigado por Carranza, Carrillo, Eguiguren, Fitzroy, Gunther, Lavallo Schott, Schweigger, Sverdrup, Wüst, Zorrel, Zuta y Guillén (1970), entre otros. (Ver las citas completas en Schweigger, 1959). Las condiciones oceanográficas son complejas, ya que no se trata de corrientes en sentido usual, sino de masas de agua de temperatura y salinidad diferentes cuyo régimen particular cambia de estación a estación así como de año en año.



Fig. 4. Impacto del "Fenómeno El Niño" en los pilares del muelle Zorritos.
Foto: G. Petersen G., 30. 3. 1948

Fig. 5. "Fenómeno El Niño", a la altura de Punta Mero (Departamento de Tumbes). Zona de turbulencias causadas por el encuentro de las aguas tibias de la "Fenómeno El Niño", procedentes del Golfo de Guayaquil con las aguas más frías de la contracorriente ecuatorial. El ancho de la faja turbulenta mide más de una milla náutica.
Foto: G. Petersen G., 30. 3. 1948



marea ascendente, cuyas aguas penetran al Golfo de Guayaquil, y a la dirección del viento predominante.

El volumen de las aguas descendentes, de acuerdo con el caudal variable del Guayas, cambia notablemente de estación en estación y de año en año. En la zona meridional del Golfo, frente a la costa de Tumbes, las aguas turbias de descarga que corren inmediatamente cerca al litoral, fluctúan entre 4 y 8 millas de ancho. En el límite exterior de esta faja suele producirse una franja de aguas turbulentas, con remolinos y áreas de espuma de saponificación en un ancho total de más o menos una milla, debido a la fricción e intercambio entre las aguas del Golfo y las procedentes del Océano.

Como observación personal, mencionamos que con fecha 28 de febrero de 1948, las aguas tibias del Golfo de Guayaquil avanzaron al sur con una velocidad de 2 a 3 millas por hora, mientras que las aguas frías del mar abierto se desplazaron al sur con sólo una milla por hora. Las aguas lodosas, en dicho día, se acercaron oblicuamente a la costa en Punta Sal (Petersen G., 1960, p. 20). Con fecha 30 de marzo del mismo año, las aguas agitadas del mar progresaron al sur tan cerca a la playa que atravesaron por entre los pilares de fierro del muelle de Zorritos de 300 m. de largo, originándose remolinos desacostumbrados (Fig. N° 4). La variabilidad del avance del agua descendente se notó el 9 de febrero de 1949, cuando las aguas agitadas se aproximaron a la costa, ya en los acantilados de Punta Mero. (Fig. N° 5).

Los datos anteriores reflejan el régimen "normal" del mar, pero la situación cambia notablemente, cuando las condiciones climatológicas, en la vertiente occidental de los Andes setentrionales, dan origen a copiosas lluvias tropicales. El río Guayas, en consecuencia, arrastra un volumen extraordinario de agua procedente de una cuenca recolectora de unos 40,000 km² de extensión (Morales y Eloy, 1938, p. 36); se le suman los caudales de los ríos de la provincia del Oro (Ecuador) y el del Tumbes, cuya cuenca en la región húmeda mide 3,380 km² (Portocarrero, 1921). Las descargas de los ríos nombrados tienen su máximo en los meses de diciembre a mayo y, en las afueras del Golfo de Guayaquil, reaccionan con las aguas de la Contracorriente Ecuatorial procedente de la región de las islas Galápagos.

Las aguas fluviales, cuando son exuberantes, según acontece en los "años de abundancia", no sólo se mezclan con las aguas oceánicas, sino también se sobreponen a ellas, desplazándose, gracias a su enorme volumen, alguna que otra vez hasta la región de Paita. Suelen transportar en tales ocasiones troncos de árboles, matas de plátanos, lagartos y, en fin, toda clase de material terrígeno que los ríos Guayas y Tumbes han arrasado al mar al producir las inundaciones de las vegas de los valles. Mucho del material indicado se vara en las playas, pero

hay años en que alguna parte del mismo es llevada cientos de kilómetros más al sur. En estos casos faltan todavía investigaciones simultáneas para decidir la intervención de la Contracorriente Ecuatorial al ser desviada de su recorrido normal.

Los paiteños, desde tiempos inmemoriales, suelen llamar a la aparición de las aguas tibias, "Corriente del Niño" o "El Niño", por presentarse después de la Navidad. Las incursiones de las aguas calientes en la corriente fría del Perú, causan generalmente trastornos en la ecología del mar.

Se mencionó ya el rol insignificante que tienen, en el desarrollo del delta del Tumbes, la Corriente del Perú y la Contracorriente Ecuatorial. Con respecto a la "Corriente del Niño" y a su papel en este contexto, conviene tener presente el concepto actual sobre este fenómeno oceanográfico. Entre los autores que se han ocupado del problema, figuran Eguiguren (1894), Hann (1911), Krumbach (1926), Zorrel (1928), Knoch (1930), Petersen G. (1935, 1960), Schweigger (1947, 1959, 1964) y Zuta y Guillén (1970).

Schweigger (1964, p. 54), basándose en sus viajes oceanográficos y en un detenido estudio de la bibliografía correspondiente, tipifica los regímenes de la Contracorriente Ecuatorial, Corriente del Niño y Corriente del Perú, demostrando que en cierto momento hubo una confusión de la Contracorriente Ecuatorial con la Corriente del Niño, dándose erróneamente el nombre de El Niño a la Contracorriente Ecuatorial, en la suposición de que esta última corriera por el Golfo de Guayaquil, lo que no es así. Schweigger (1964, p. 61), en vez de restablecer la prioridad en la nomenclatura de las corrientes marinas y para evitar más confusiones, propuso tentativamente el nombre: "Corriente de Cabo Blanco" para el fenómeno pequeño.

Zuta y Guillén (1970, p. 205), al ocuparse de las condiciones oceanográficas del noroeste peruano, recomiendan el término: "Fenómeno El Niño", manifestando a la vez que no se conoce el verdadero mecanismo que da lugar a su aparición. Después de citar varias interpretaciones de las posibles causas, opinan:

"Parece, pues, que la explicación del origen de este fenómeno está en el sistema de circulación oceánica-atmosférica, teniendo la participación principal de los alisios del NE y SE, de la contracorriente norecuatorial, de la corriente Cromwell y la corriente Costera Peruana, con el consiguiente desplazamiento hacia el sur de la convergencia tropical y del frente ecuatorial, como se ha observado siempre en este caso singular del Pacífico Sur".

Las descargas de agua del río Guayas se realizan de preferencia en la porción meridional del Golfo de Guayaquil; su desplazamiento parcial a lo largo de la costa del departamento de Tumbes constituye un proceso regular gobernado por la alternación del movimiento de plea y bajamar. En época de lluvias (diciembre a mayo) el flujo de las descargas aumenta notable-

mente, originándose fajas de aguas turbias bien definidas, que avanzan a lo largo del litoral de Tumbes, estando delimitadas entre la playa y un frente de aguas frías sensiblemente paralelas a la costa por una distancia de hasta 12 km. El fenómeno se hace más notable en los años de lluvias extraordinarias por su gran magnitud y el avance eventual hasta la región de Paita, lo que justifica la propuesta de "Fenómeno El Niño", hecha por Zuta y Guillén. En la última etapa del recorrido las aguas tibias se absorben gradualmente por las aguas de la Contracorriente Ecuatorial cuando se desplaza hacia el sur. Las alteraciones aperiódicas del clima son la causa, y el fenómeno El Niño, la consecuencia (Petersen G., 1935).

El río Guayas, a pesar de su gran poder de transporte, pierde una parte considerable de la arena que lleva en el sector de la isla Puná y sólo la más fina y el material en suspensión llegan al exterior del Golfo de Guayaquil, donde se sedimentan sobre una superficie extendida; pero para el desarrollo del delta del Tumbes, el material primordial es el aportado por el mismo río Tumbes, ascendiendo anualmente a la cantidad de 17'000,000 de metros cúbicos (Portocarrero, 1921). En los meses de creciente, las aguas del Tumbes son altamente turbias, porque llevan en suspensión limo y fango (diámetro de grano entre 0.008 y 0.07 mm.). Dada la baja velocidad del agua en la desembocadura, el material fino puede ascender hasta el 50% de todo el material transportado. Cortés (1935, p. 463) observó en marzo de 1934 que el agua lodosa avanzaba en el mar hasta la isóbata de 10 m. (aproximadamente 6 brazas) que corre a más o menos 6.5 km. de la costa.

En el contacto del agua dulce con el agua salada del mar, se produce una intensa coagulación del fino suspendido en el agua del río. Una parte de los limos coagulados se precipitan al fondo del mar en un frente ancho según evidencian los bajíos y bajos fondos que obligan a las naves mayores a anclar en la rada abierta a una distancia de más de 5 millas del antiguo muelle. El declive del fondo del Golfo de Guayaquil es muy suave, por cuanto la isóbata de 200 m. se halla a más o menos 35 km. de la costa. (Ver también los planos de la bahía y Puerto Pizarro). (Cortés, 1935, pp. 463 y 469).

Otra porción importante de los sedimentos fangosos interviene en la formación del delta. Para la retención del fango dentro del área del delta, son decisivas la pequeña amplitud de las mareas, la distancia de penetración, río arriba, de las aguas salobres y la presencia de la vegetación en los manglares, cuyo ambiente vital es el agua salobre.

"Las mareas de cuadratura son de oscilación lenta y alcanzan (en Puerto Pizarro) una amplitud de 1.15 m. (3.5 pies). Las de zizigias, de oscilación rápida, al alcanzar su nivel máximo, comienzan a bajar inmediatamente sin intervalo estacionario

notorio; su amplitud es de 2.63 m. (8 pies), siendo el promedio de 1.80 m. (5.5 pies)". (Cortés, 1935). Las mareas, en el curso principal del río, suben unos 8 km. hasta las cercanías de Tumbes; en el "río" Corrales, avanzan 9 km. hasta el Puerto Tumbes (Antiguo) o Puerto de la Leña⁴ y recorren 11 km. en el estero Puente de Palo-Las Vacas hasta Lechugal (estero La Canela).

El lodo coagulado es removido constantemente por el flujo y reflujos de las mareas y llevado finalmente por el movimiento retrógrado hacia los manglares donde se detiene y consolida. El delta del río Tumbes constituye, en la costa occidental del continente suramericano, el límite meridional de los manglares⁵ que acompañan a los brazos de descarga constituyendo fajas relativamente angostas, pero cubren también algunas de las islas bajas de la desembocadura del río. Cuando el ambiente del manglar eleva su fondo por encima del nivel de agua salobre y está expuesto a la influencia del agua dulce, el manglar desaparece y es reemplazado por el chaparral semihalofítico. Los esteros situados en el delta contienen agua salada, pero en las vaciaciones el agua es casi dulce (aproximadamente un 70% según Cortez, 1935)⁶.

El delta del río Tumbes experimenta un crecimiento continuo en dirección noreste y este, en contraste con la línea de playa del lado noroeste que muestra evidencias de mantenerse estacionaria, desde hace por lo menos un milenio⁷. La gran estabilidad de este último tramo queda documentada por la existencia, en la confluencia del "río" Corrales y estero Palo Santo, de un cementerio precolombino que, en pleno delta y a corta distancia de la playa, consiste de seis túmulos artificiales de arena con diversas tumbas hoy saqueadas por buscadores de tesoros. Los túmulos tienen hasta 20 m. de diámetro; las tumbas han sido revestidas y cubiertas de palos, pudiendo encontrarse además osamentas, cerámica con gollete, diversos tiestos y fragmentos de

4. Llamado así porque las balleneras, en el siglo pasado, se proveían allí de leña y agua potable. (Ver: Petersen G., 1962, Plano N° 2).

5. Los árboles manglares son: *Rhizophora mangle*, mangle; *Laguncularia racemosa*, jeli; *Avicennia tormentosa* y *Conocarpus erecta*. (Weberbauer, 1935; Ferreyra, 1957).

6. Existen sitios, dentro de los espigones naturales de arena, donde se encuentra agua ligeramente salobre y agua dulce, cuyo origen se debe tanto a percolaciones del agua de río durante las crecientes, como a las lluvias de verano. Encontramos, para citar un ejemplo, en el desembarcadero de la isla Matapalo (desembocadura del río Zarumilla) una excavación de 2 m. de profundidad con el perfil siguiente (de arriba hacia abajo): (a) 1.20 m. arena suelta; (b) 0.20 m. banco de arena cementada por CaCO_3 y (c) 0.60 m. arena consolidada, conteniendo agua dulce.

7. Este hecho ha contribuido quizá a que los Tallanes, antiguos pobladores de la comarca, eligieran Cabeza de Vaca, contiguo a Corrales, como su capital "Tumpez" (antiguo); de fácil acceso a la playa, sin necesidad de cruzar ningún estero, contándose además con un buen puerto sobre el río Corrales (Petersen G., 1960, Plano N° 2).

objetos de cobre del estilo Tallán o Chimú, de una antigüedad de casi mil años. Otra comprobación de la permanencia de la costa en dicho tramo se tiene en el hecho de que las condiciones fisiográficas son en la actualidad las mismas que fueron descritas por los cronistas hace más de cuatro siglos, cuando en 1532 Francisco Pizarro desembarcó en la rada abierta del antiguo Tumbes (ver Petersen G., 1962).

El crecimiento del delta del río Tumbes se realiza a partir de Punta Malpelo, donde, en bajamar, asoman bancos de arena e islitas. El desarrollo actual va en dirección estenoreste, siendo muy intenso en la región de Puerto Pizarro, según se puede apreciar comparando mapas antiguos. En 1875 la Capitanía del Puerto estuvo ubicada sobre el estero Juan Ventura; después de su embotellamiento se le trasladó, en 1909, a la boca de Santa Lucía, denominándola Puerto Pizarro, entonces sobre el mar abierto, pero fue separado de la playa prontamente por una extensa isla de arena (ver: Cortés, 1935 p. 463), estableciéndose el estero de La Palizada. En 1938, Cabrera La Rosa publicó un mapa de Puerto Pizarro, levantado por A. C. La Rosa y G. Petersen en 1936, señalándose una albúfera y la isla soldada a tierra firme. El portulano de Puerto Pizarro, confeccionado en 1949 por J. H. Fiestas y publicado en este trabajo por primera vez, vuelve a señalar la isla separada por un bajío y un espigón nuevo que, avanzando desde el NE, hizo retroceder el mar en 1.3 km. En la actualidad, el muelle de Puerto Pizarro se halla desarmado y el puerto cerrado.

En los años de crecientes extraordinarias de los ríos, el avance de la costa es mayor que en los años normales. Cabrera La Rosa (1938) estima el crecimiento de la costa en 1 km. cada 25 años. Si se toma como base la ubicación de la Capitanía en 1875 y la del espigón-banco en el portulano de J. H. Fiestas en 1949, el avance en los 74 años ha sido alrededor de 6 km., o sea hasta 2 km. cada 25 años.

Las cartas náuticas⁸ revelan escasa profundidad en el propio Golfo de Guayaquil a partir de Malpelo hacia el noreste, debido a los sedimentos aportados por el Guayas y el Tumbes; ellas muestran también que las arenas no sólo migran a lo largo de la costa entre Zorritos-Malpaso-Punta Malpelo, sino que se desplazan igualmente en el fondo del mar, alejándose de la costa y formando bancos arenosos, a partir de Bocapán, llamados Chile, Plateros, Hervidero, Bocapán, del Centro, Malpaso, Mangle Solito (Malpelo) y Mangle (Tumbes). Con todo, en la propia playa hay una excepción ya que entre "Las Dos Bocas" en Punta Malpelo y Mangle Solito, en una extensión de más de 3 km. se descubre durante la bajamar un *ancho fondo*, constituido por

8. South American West Coast, Sheet XVII. Port Payta to Ayanguí Point. Surveyed by R. Fitzroy and Kellet, 1836. Edición 1935.

arenas finas y barro que han sido evidentemente llevados por acción del Fenómeno El Niño.

Se conoce poco sobre el espesor de los sedimentos marinos acumulados en el área del delta del río Tumbes a excepción del espigón de Malpelo, donde la antigua Empresa Petrolera Fiscal mandó perforar, en 1961, a corta distancia del mar, el pozo RT-65⁹. En base a la litología de los primeros 2,442.97 m. de estratos, se opina que los 300 m. superiores, que consisten en arenas blancas de grano grueso con restos de lamelibranquios, representan el espesor del material deltaico depositado en aquel sitio.

Cuadro N° 1

Selección de observaciones de temperatura del agua del mar en el puerto de Zorritos, en °C
Tomadas en la cabeza del muelle a 390 m. de la playa.

AÑO:	1936	Promedio	1948
	Febrero — Marzo		Día 10 de Feb.
HORA:			
8 am	27.2	26.6	27.8
1 pm	28.0	27.6	28.8
5 pm	28.6	27.9	29.3
PROMEDIO DIARIO	27.9	27.3	28.6
PROMEDIO MENSUAL	1943	°C	
	Enero	27.2	
	Febrero	27.3	
	Marzo	26.6	
	Abril	27.0	
	Mayo	26.2	
	Junio	25.4	
	Julio	24.9	
	Agosto	25.0	
	Setiembre	25.1	
	Octubre	25.1	
	Noviembre	25.2	
	Diciembre	25.7	

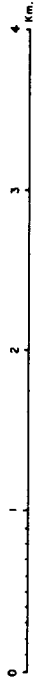
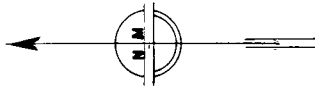
Fuente: Petersen G., 1960.

9. La profundidad total del pozo RT-65 es de 4,318.42 m., constituyendo el más hondo de la Empresa y a la vez el récord nacional (Anónimo en Memoria E.P.F., 1962).

El pozo atravesó: 2,442.92 m. Pleistoceno-Plioceno; 566.93 m. Formación Tumbes; y 1,308.51 m. Formación Cardalitos del Mioceno.

PUERTO PIZARRO

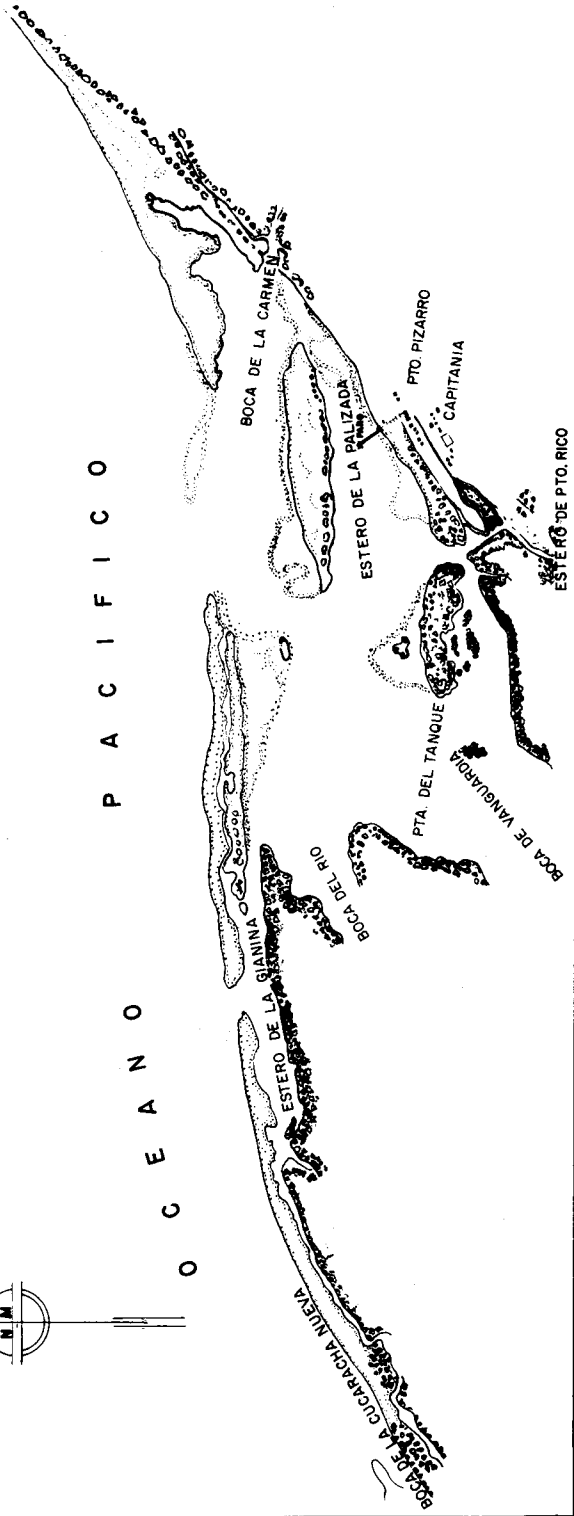
FUENTE: Levantamiento efectuado J. H. FIESTAS V.
MARZO 1949 Escala Gráfica



Manglar

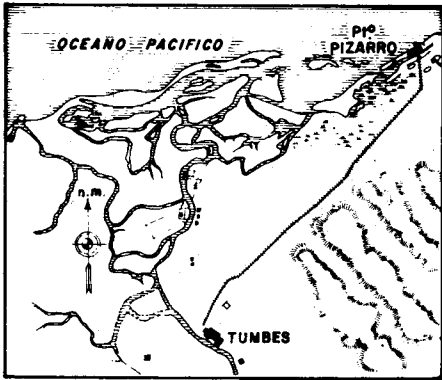
Bancos visibles en marea baja

O C E A N O P A C I F I C O



DESARROLLO DE LOS ESTEROS PUERTO PIZARRO

AÑO 1926

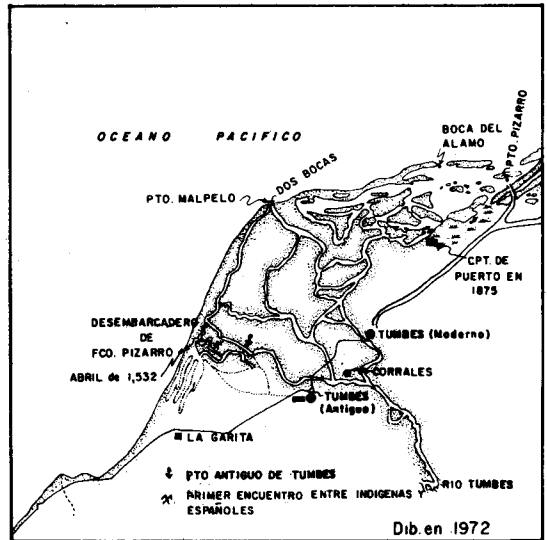
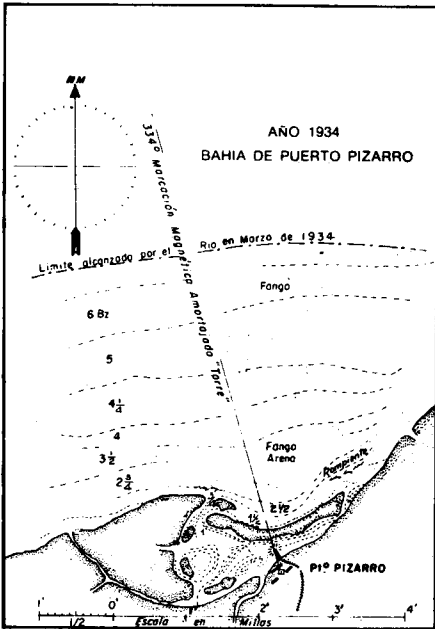


FUENTES DE INFORMACION:

año 1926 — Geología de CARLOS LISSON

año 1934 — Historia y agonía de un Puerto por el C. de C.A.P. VICTOR CORTEZ.

año 1936 — Geología der. Meere und Binnengewässer.



AÑO 1936

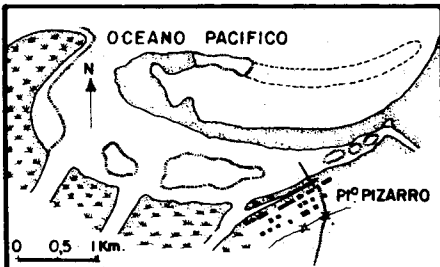
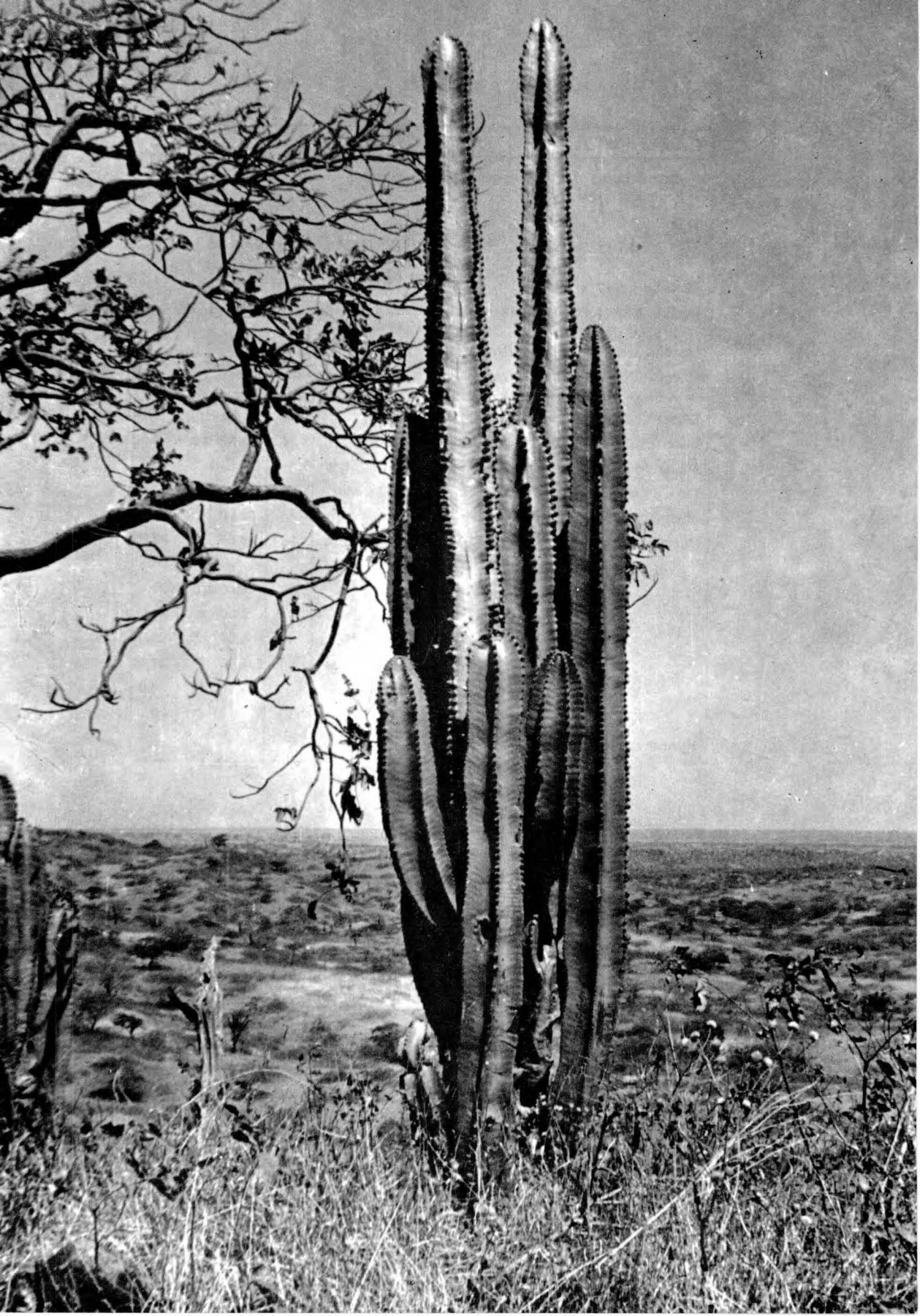


Fig. 8. Zona intermedia al este de Zorritos. Bosque seco subtropical, entre el río Tumbes y la quebrada Mánкора. Cactus "Gigante", *Cereus macrostibas*, (K. Schum)

Foto: G. Petersen G., 3. 12 1924



Cuadro N° 2

Observaciones de temperatura del agua del mar al norte y sur de Zorritos.

1° SERIE:
ZORRITOS-PUERTO PIZARRO

2° SERIE:
ZORRITOS-LOS ORGANOS

Distancia : 40 km.

Distancia : 100 km

Fecha : 6 de febrero de 1948.

Fecha : 14 al 17 de febrero de 1948.

Lancha a motor: "Punta Bravo"

Buque tanque "Tusillal"

Observador : Jobino Fiestas.

Capt. Savastano.

Lugar :	Hora	°C	Lugar :	Día	Hora	°C
Zorritos	12.00 m.	28.0	Zorritos	14	3.30 pm	26.0
Malpaso		28.5	Punta Picos		5.35 "	25.5
La Chepa		29.0	Caleta Mero		10.00 "	25.0
Malpelo	3.47 pm	29.8	Punta Sal		12.00 "	24.0
Puerto Pizarro	5.50	30.5	Los Organos	15	6.00 am	23.0
			" "		12. m	23.5
			" "	16	6.00 am	23.0
			Punta Sal		3.00 pm	24.0
			Caleta Mero		6.00 "	25.0
			Punta Picos		8.00 "	27.0
			Zorritos		12.00 "	28.0
			"	17	7.00 am	28.0

Fuente : Petersen G., 1960.

5.112

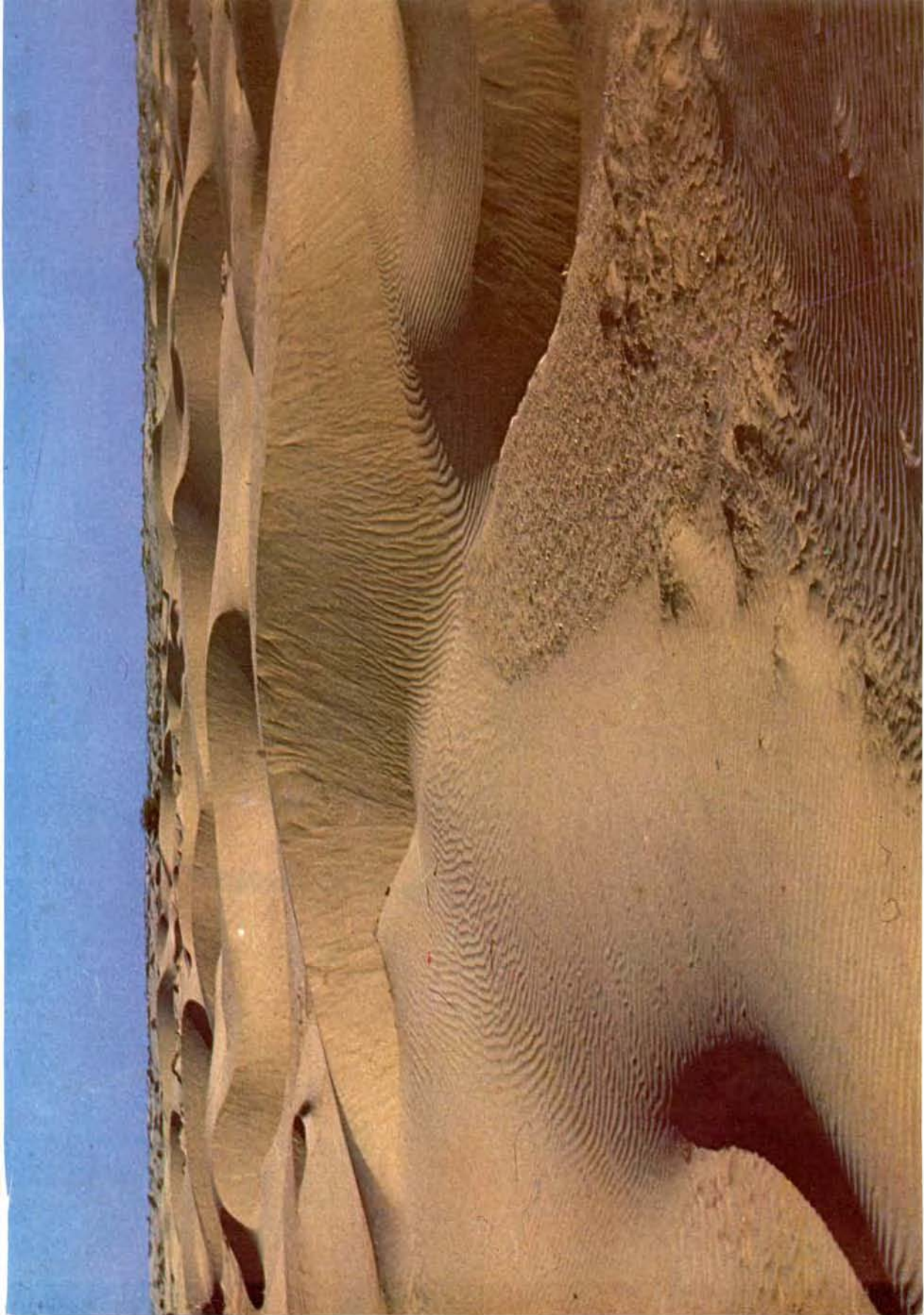
REGION ENTRE EL RIO TUMBES Y QUEBRADA MANCORA

5.112.1

OROGRAFIA Y GEOLOGIA

En la parte meridional del departamento de Tumbes, comprendida entre el río Tumbes y la quebrada de Mancora, se presentan aspectos morfológicos similares a los del lado este del río Tumbes aunque con variantes fisiográficas y zonales.

La serranía de Amotape llega a alturas considerables (cerros Guineal, 1,284 m.s.n.m.; El Barco, 1,530 m.; Negro, 1,532 m.; Los Pajjanas, 1,537 m.). Los cerros más altos se agrupan en la región





del Nudo de los Lazos, situada en el extremo sureste del departamento, con los cerros Guanábano, 1,405 m.; Chilco, 1,619 m. y Campanas, 1,662 m., entre otros. Hacia el suroeste, en dirección al río Chira, las elevaciones disminuyen gradualmente.

La cadena de los cerros de Amotape está constituida principalmente por rocas metamórficas de edad paleozoica, rocas cretáceas y rocas ígneas con frecuencia gneisificadas, de edad probablemente paleo o mesozoica. Toda la serranía está experimentando movimientos tectónicos de tendencia ascendente, como lo evidencian los cañones fluviales, por ejemplo, el cañón profundo del río Tumbes (estrechos del Tigre, Mango, Ucumarés y Zapallal), y cañones de menor envergadura en los riachuelos tributarios. Por el lado occidental, los cerros de Amotape están caracterizados por un brusco descenso de sus estribaciones hacia el antepaís, que ostenta cumbres de alturas menores de 600 m.

La zona de las lomadas o intermedia, que está formada principalmente por rocas sedimentarias del Terciario, refleja en sus rasgos geomorfológicos la estructura tectónica del subsuelo cuya tendencia general es longitudinal con dirección predominante de suroeste a noroeste. Se destacan diversas cadenas de cerros, tales como Tunal, Barranco, Carrizal, Miramar y Salvajal, con alturas variables entre 400 y 600 m.; y los de Corral de Ovejas, La Churusca, Conchudo, Verde, Tusillal, Bolsones y La Garita, con alturas de 200 a 400 m.

El terreno muestra una disección intensa causada por la precipitación pluviosa que se presenta frecuentemente a manera de chaparrones. En áreas constituidas por lutitas y arcillas de las formaciones del Terciario, el esculpido predominante se presenta en forma de cerros peinados a terrenos acarcavados que cubren más que nada las faldas de cerros, así como pequeños barrancos en los valles. Los cerros peinados son típicos en las regiones de climas áridos y semiáridos con estaciones de lluvias cortas. Bajo el régimen de tales climas, se generan en numerosos valles, como por ejemplo Charán, Heath y Pilsen (Cancas), rodados de rocas plásticas, arcillas y lutitas del Terciario en forma de bolas desde el tamaño de un puño hasta más de un metro de diámetro, estando su superficie salpicada de arena y pequeños guijarros que recogen durante su transporte. Estos rodados de sedimentos plásticos (Petersen G., 1941, Fig. 1 y 2) se conocen en otros países como bolas de arcilla blindadas. Se originan durante un transporte brusco y de corta duración; su recorrido puede ser de 500 m. a más de 1,000 m. Cuando las bolas llegan al mar, se involucran en las arenas playeras, donde se conservan eventualmente.

En las áreas donde las lutitas de las formaciones Heath y Cardalitos afloran sobre superficies extendidas, la denudación suele ser intensa, produciendo lomadas bajas, suaves y muy

uniformes, que se asemejan a una penellanura incipiente tal como se aprecia en las pampas Cardalitos (colinas onduladas).

5.112.2 *SISTEMA HIDROLOGICO*

El sistema hidrológico de la región meridional del departamento de Tumbes está determinado por el río Tumbes que, si bien nace en la zona ecuatorial de lluvias de la vertiente occidental de los Andes, recibe numerosos tributarios originados al oeste de los cerros de Amotape donde la estación de lluvias está limitada al verano sur.

Otros sistemas fluviales nacen en la zona de las lomadas o intermedia, desembocando directamente en el mar, pero algunos de ellos como las quebradas de Bocapán, Seca y Máncora conservan un caudal de agua, aunque a veces muy pequeño, durante todo el año. Sus cursos de agua corren por lo general normalmente a la línea de la costa.

Los valles principales poseen terrazas fluviales de dimensiones reducidas, formadas por los detritos acarreados en las épocas de lluvias. Estas constituyen el ambiente vital de los algarrobos, o en reemplazo de éstos, de los terrenos cultivados. Ocasionalmente se encuentran pequeñas cascadas (Quebrada Canoas) o los cauces están atravesados por bancos de arenisca y conglomerados donde aflora el agua cuando fluye, en época de sequía, a través de capas del subsuelo. Hay valles pequeños que tienen terminales ciegos o colgantes como por ejemplo Quebrada Petarca en Malpaso Grande (Petersen G., 1936, Fig. 2).

5.112.3 *OROGENIA*

Aparte de los movimientos epirogenéticos de gran envergadura, los bloques estructurales, pilares y fosas experimentan individualmente desplazamientos orogénicos diferenciales e independientes entre sí; consistiendo en movimiento seculares de ascensión o sumersión. Este comportamiento individual se pone de manifiesto en el desarrollo de la línea de la playa. En los tramos de la costa, donde transgrede el mar sobre el continente, se emplazan cabos o puntas como en Malpaso Grande, Malpaso Chico, Grau, Pico, Sal Grande y Chico; así en Punta Bravo, hay por otra parte agradación como entre Malpaso Grande y Charán, Punta Sechurita, Pampa Cardalitos; por el lado del mar, Caleta Sal; y entre Quebrada Seca y Máncora, donde se han desarrollado llanuras extensas casi al nivel del mar (entre 3 y 5 m.s.n.m.).

El movimiento orogénico durante el Cuaternario, de suyo muy complejo, ha dado lugar en la costa meridional de Tumbes a terrazas marinas con alturas de 40 a 50 m.s.n.m., que se llaman localmente "tablazos". Estos ocurren en los alrededores de Zorritos, Punta Pico y Punta Sal, donde están desarrollados en forma de terrazas morfológicas; pero más al sur, como por ejemplo en Quebrada Canoas, afloran o por lo menos están expuestos bloques grandes a manera de relictos (brechas conchilíferas) que se relacionan con los potentes estratos de masas calcáreas de las terrazas marinas del departamento de Piura.

5.2

Departamento de Piura

5.21

ZONAS GEOGRAFICAS

La costa del departamento de Piura abarca elementos estructurales de origen diferente y su orografía muestra grandes contrastes entre los contornos del interior y la porción central constituida por vastas llanuras. Común a todas estas unidades es el ambiente desértico y semidesértico; de un modo general, ellos pertenecen al tipo de los desiertos costaneros de mediana humedad.

En el extremo norte del departamento, el límite oriental de la costa está marcado por los cerros de La Brea, parte meridional de la serranía de Amotape. Se destacan, cerca de La Brea, los cerros Prieto (710 m.) y Chiquero de Puerco (578 m.), siguiendo en dirección al NNE, los cerros Tablones (778 m.), Buenos Aires (980 m.) y Guíneo (1,140 m.). Un sector de cumbres bajas (El Gigantal con 768 m. y La Hueca, 917 m.) se intercala al norte del desfiladero de Pazul-Pananga para luego convergir hacia el Nudo de los Lazos con los cerros El Vicente (1,290 m.), Tutumo (1,308 m.) y Toroncha (1,428 m.), entre otros. La constitución interna de la serranía de Amotape en este sector es similar a las rocas indicadas en el capítulo correspondiente al departamento de Tumbes, pero con la diferencia que muchas de las rocas sedimentarias están menos metamorfisadas.

5.22

ASPECTO GEOLOGICO

El ancho de la costa, en el valle medio del río Chira, es de más de 100 km. de oeste a este. El contorno oriental está formado por

las rocas sedimentarias y volcánicas del Triásico-Jurásico, así como por rocas ígneas del Cretáceo superior-Terciario inferior, pertenecientes al batolito Pacífico que aflora en las estribaciones de la Cordillera de los Andes. El mismo aspecto paleogeológico continúa en los contrafuertes andinos hasta la altura de Chulucanas (río Piura superior). Al sur-sureste de Chulucanas, siguiendo más o menos una línea paralela a la Carretera Panamericana al Norte, hasta Iscunlas, afloran sobre todo rocas metamórficas del Paleozoico que se sustituyen en la región de Olmos por rocas Triásico-Jurásicas y Cretáceas que rodean al desierto de Sechura en la parte correspondiente al departamento de Lambayeque.

En la costa misma de Paita y Bayovar se extienden los levantamientos de Paita e Illescas con alturas de 390 m. y 515 m., respectivamente, los que constituyen, junto con la serranía de Amotape, restos de la Cordillera de la Costa antigua o la zona de los macizos occidentales (Fischer, 1956, Fig. 1). Sus rocas predominantes consisten en pizarras, rocas metamórficas paleozoicas e ígneas antiguas. Once de las perforaciones exploratorias, realizadas por varias compañías petroleras en la década del 50, en diversas partes del desierto de Sechura, evidencian que estratos del Paleozoico y Mesozoico, así como ígneas, subyacen al Terciario, que tiene un espesor muy reducido. Queda evidenciado de este modo que existe una continuidad estratigráfica entre dichos macizos y las estribaciones occidentales de los Andes. La ubicación de los pozos (Cuadro N° 3) se indica en los mapas de Petersen G. y Quiroga (1954) y MacDonald (1956, Fig. 1).

Se ha constatado recientemente que el Paleozoico se extiende aún más hacia el oeste en el zócalo costa afuera de Trujillo, según puso en evidencia el pozo B-8-X-1 (Occidental Petroleum Co.), perforado entre julio y agosto de 1971, a una distancia de 60 millas (96 km.) al suroeste de Salaverry, en 105 m. de agua, al encontrar el basamento a una profundidad de sólo 974.74 m (3.198 pies). (Fuente: Peruvian Times, vol. XXXI, Nos. 1597 y 1598, de 13 y 20 de agosto de 1971, respectivamente).

El desierto costanero de Piura se extiende sobre 320 km. aproximadamente, entre Cabo Blanco y la altura de Lambayeque, correspondiendo unos 220 km. a la extensión norte-sur del propio desierto de Sechura, entre el río Chira y las afueras setentrionales de Lambayeque. El ancho este-oeste, de este desierto es de 100 km. a la altura de Paita-Chulucanas y de 150 km. entre Illescas y Olmos.

El amplio desierto con accidentes topográficos poco notables, difícilmente puede ser subdividido en sectores precisos. Entre Paita y Piura, así como al este y sureste del segundo de estos lugares, se emplea para la clasificación el término "despoblado" (La Huaca, Congorá, Vega del Negro, Cardo Mocho y Pabur,

DEPARTAMENTO DE PIURA

entre otros), y para la vasta región de Sechura se usan las voces pampa, lomas y lomadas.

Cuadro N° 3 Perforaciones exploratorias en el Desierto de Sechura que han atravesado el Terciario.			
Ubicación y nombre de la perforación	Profundidad de los estratos debajo de la superficie en metros (redondeados).		
	<i>Cretáceo</i>	<i>Paleozoico</i>	<i>Rocas Igneas</i>
<i>Entre Paita y Piura</i>			
Paita — 1		352 - 391	
Piura — 1		1,055 -1,067	
Piura — 2			
Expectativa - 1 - XI			532- 542
La Huaca N° 1	582-1,081		1,678-1,733
<i>Al Sur de la Silla de Paita</i>			
Virú 4-X-1	1,326-2,170	2,170-2,232	
Virú 5-X-1	2,301-2,432	2,432-2,457	
<i>Al Este de Bayovar y Reventazón</i>			
Bayovar - 2		1,039-1,067	
Minchales			
Inca - 5 - 1	1,525-1,827		1,748-1,765
<i>Despoblado de Pabur (22 km. al SW de Ternique)</i>			
Pabur - X - 1		603 - 619	

5.23

CONDICIONES CLIMATOLOGICAS

Son las condiciones climatológicas las que determinan la transición entre la zona del bosque pluviofolio y el desierto seco. En el departamento de Tumbes y en el interior del de Piura, el límite entre la zona de las lluvias regulares del interior y las periódicas de la costa se inicia a la altura de Zorritos y pasa por Esperanza, La Brea, Lancones y Morropón (ver Mapa Pluviográfico del noroeste del Perú en Petersen G., 1935). El límite occidental de las lluvias periódicas se halla aproximadamente a lo largo de una línea que parte de Cabo Blanco, pasando por las cercanías de La Brea, hacia Sullana y Piura, estando marcada por la extensión occidental de la vegetación costanera interior. Al oeste de dicha línea las lluvias son sólo aperiódicas, cayendo únicamente en intervalos de años. En consecuencia las estepas desérticas, con hierbas ralas, desaparecen, siendo reemplazadas por un ambiente sin vegetación o cuando más por plantas esporádicas que subsisten en aquellos sitios donde les es factible alcanzar el agua subterránea.

Sin embargo, en la zona del desierto exterior existen dos excepciones: primero, los cerros altos de los levantamientos de Paita e Illescas que reciben algunas veces precipitaciones veraniegas y, casi siempre, lloviznas de invierno (garúas) según ya anotó Weberbauer (1914, 1923, 1935); y segundo, el tablazo de Paita, entre otros, donde, en los raros años de lluvias extraordinarias, durante su avance hasta el mar, se acumula en las depresiones superficiales tanta humedad que permite el cultivo del algodón durante uno o dos años consecutivos; depresiones que se conocen con el término de "temporales".

Excepción hecha del cultivo de secano en los "temporales" y de bombeo de agua subterránea, la costa desértica del Perú se presta para la agricultura sólo donde los ríos tienen caudales permanentes o de duración suficientemente larga para el riego adecuado del terreno cultivable. En toda la extensión del litoral peruano, comprendida entre los ríos Chira (Piura) y Caplina (Tacna), existen sólo unos 45 oasis fluviales (ver la representación cartográfica en Weberbauer, 1923; Troll, 1930, fig. 307; y Collin Delavaud, 1968).

5.24

TERRAZAS MARINAS. TABLAZOS

La costa del departamento de Piura (incluso la del departamento de Lambayeque) debe su aspecto típico a la forma en que afloran los sedimentos pleistocenos. Estos depósitos representan fondos marinos y playas emergidas durante el Cuater-

nario, habiéndose conservado tan bien sus características que permite reconocer sus elementos genéticos tales como los acantilados originales, las arenas playeras con sus montículos de grava marina y su transición paulatina hacia depósitos subaéreos contemporáneos. Los sedimentos marinos consisten principalmente en restos de lamelibranquios y gasterópodos mezclados con arena suelta, compacta o cementada por carbonato de cal. La base de estos estratos yace a manera de terrazas marinas o "tablazos" y transgrede por lo general sobre una superficie sensiblemente plana, originada por erosión marina, con gran independencia tanto de la estructura tectónica del subsuelo como de la naturaleza de las rocas del mismo, que pueden ser rocas metamórficas, lutitas y areniscas del Paleozoico, Cretáceo y Terciario, o bien rocas ígneas.

La margen oriental de los tablazos más antiguos se extiende tierra adentro, en algunos casos, hasta más de 35 km. desde la playa actual. Al pie de los cerros de La Brea los depósitos constituyentes de los tablazos suelen desaparecer debajo de un abanico muy tendido de brechas de pie de monte. Para mayores detalles sobre los aspectos orogénico, petrográfico y paleontológico nos remitimos a Bosworth (1922); sobre la fauna de vertebrados de la región de Talara, a Lemon y Churcher (1961); y sobre la orogénesis a Suter (1927), Cherry (1953), Richards (1962) y Richards y Brocker (1963).

Aunque las terrazas marinas figuran desde 1839 en la bibliografía geológica (Lesson, 1839; Chevalier, 1844; Orton, 1875; Adams, 1905; Grzybowski, 1899, 1937; Marsters, 1907, 1909; Broggi, 1913, y Petersen, 1963b, entre otros)¹⁰, fue sólo en 1922, cuando Bosworth estableció el primer esquema estratigráfico del Pleistoceno del norte peruano. Los sedimentos de las terrazas marinas fueron depositados durante una etapa de movimientos tectónicos de emersión, pero cada vez de intensidad menor. Debido a este levantamiento peculiar, resulta que los estratos más antiguos ocupan posiciones topográficas superiores que las de las capas más modernas.

En el noroeste del Perú se distinguen las terrazas siguientes:

Altura en metros s.n.m.		Espesor m.	Edad
<i>Llanura costanera</i>			
Salinas	3-9	8-15	Holoceno (reciente a subreciente).
Tablazo Negritos	15	1-3	"
" Lobitos	15-33	2-5	Pleistoceno
" Talara	45-105	2-8	"
" Máncora	60-365	20-80	Plioceno o Pleistoceno.

10. Ver los datos bibliográficos detallados en Petersen G. (1963, p. 19).

Cherry (1953) distingue, además, en la región de El Alto —Cabo Blanco, los tablazos Máncora superior e inferior así como El Alto superior e inferior y Siches. Werenfels (1927), a su vez, encontró en la región de los cerros de Illescas tres terrazas que llamó Maxi, Medio, y Miniplano a las que agrega la llanura de Salinas.

El tablazo de Máncora es el más antiguo y de posición más elevada; muestra una dislocación significativa, ocupando en los alrededores de Paita una altura entre 70 y 80 m.s.n.m. y ascendiendo gradualmente hasta algo más de 300 m.s.n.m. en la región de Cabo Blanco; luego desciende de nuevo, llegando a tener 46 m. en Punta Pico, 49 m. en Zorritos y 50 m. en Malpaso Grande. El ancho del Tablazo Máncora es considerable, pudiéndose encontrar su línea de playa a unos 30 km. de la costa actual y su continuación morfológica hasta los cerros de La Brea.

Una multitud de líneas de playa del Tablazo Máncora ocurre al sur de Paita hacia Yacila y al este hacia Cerro Chocán, extremo setentrional del cerro Asperería. El alineamiento curvado del suroeste al noroeste y norte se deja apreciar perfectamente en las aerofotografías de dicha región.

Las rocas del Plioceno del desierto de Sechura afloran en áreas muy extensas, prolongándose hacia el norte, donde continúan, como el Tablazo Máncora (Iddings y Olsson, 1928; Olsson, 1932, p. 42; Pilsbry y Olsson, 1941). Aunque la fauna de este tablazo, debido a conservación deficiente, no es conocida todavía completamente, los autores nombrados disponen de datos suficientes para considerarla de edad pliocena y equivalente a los estratos de Coquimbo (Chile). Suter (1927, Cuadro 1) opina igualmente por la edad pliocena y de todos modos pre-glaciario; pero atribuye una edad de Pleistoceno antiguo a los abanicos detríticos formados después de la primera emersión y a la erosión correlacionada, que dio lugar a valles actualmente conservados como "ríos fósiles" debido a los rellenos que experimentaron durante una sumersión posterior (Bosworth, 1922, p. 203). Al originarse el Tablazo Talara, la línea de playa distaba de 10 a 12 km. de la línea actual. Las terrazas más modernas tienen las posiciones señaladas en el cuadro N° 4; los restos del Tablazo Lobitos se conservan al sur de Lagunitas y aisladamente entre Punta Málaga y Los Organos (ver Bosworth, 1922, Lám. 4. Ver también Steinmann, 1929/30a, Fig. 255). El Tablazo Negritos se halla en los alrededores de Portachuelo y Vichayal (valle del río Chira).

Las llanuras costaneras del episodio "Salina" representan, en muchos sitios de la costa playas y depósitos detríticos recientemente emergidos; contienen numerosas depresiones que se inundan periódicamente con agua del mar y de las lluvias descargadas en las zonas adyacentes; su ancho es variable entre cien-

DEPARTAMENTO DE PIURA

tos de metros y más de un kilómetro. Richards (1962) considera estas llanuras de emersión moderna, como una terraza en formación. Richards y Broecker (1963) han investigado los depósitos Salina en la región de Portachuelo, siguiéndolos hasta 8 km. tierra adentro, donde yacen a 9 m. de altura s.n.m. En base a estudios de radiocarbono-14 sobre lamelibranquios, extraídos de terrazas diferentes, encontraron las edades siguientes:

	Elevación m.s.n.m.	Edad en años antes del pre- sente.	Especie anali- zada.
Llanura Salina (*)	4.5	3,000 ± 200	Donax Peruviana
Tablazo Lobitos (**)	23.0	más de 30,000	<i>Turritella gonos- toma Val.</i>
(*) Localidad			

(*) Localidad: Portachuelo (23 km. al S de Talara)

(**) " Cerca de Lobitos (16 km. al N de Talara)

El método seguido no permite su aplicación a los tablazos más antiguos. Los datos obtenidos evidencian que los procesos orogénicos que dan lugar al desarrollo de tablazos, continúan hasta en los tiempos recientes.

Aunque en toda la costa prevalece una tendencia general de emersión, existen actualmente evidencias de un estado estático o de un hundimiento lento en determinados tramos, donde el mar erosiona barrancos playeros, al menos durante la alta marea. Este comportamiento está de acuerdo con la gran labilidad que la costa poseía durante el Pleistoceno y Holoceno. Referente al departamento de Piura, los acantilados costaneros ocurren en los tramos Máncera—Los Organos—Cabo Blanco—Lobitos—Talar; Arenal—Colán—Paita—Yacila—Foca—La Tortuga—El Lobo—La Casita y Bayovar—Pisura—Punta Falta—Punta Negra.

5.25

SISTEMA HIDROLOGICO

En el litoral del departamento de Piura existen sistemas fluviales tanto del tipo torrente, activo sólo en época de lluvias, como ríos constantes que nacen en la vertiente occidental de los

Andes. Entre los torrentes están la Quebrada Pariñas que desemboca en el mar entre Talara y Lobitos; sus nacientes se originan en las cumbres de la serranía de Amotape, región que recibe lluvias todos los años; por tanto, lleva un caudal voluminoso aunque efímero, durante la breve estación de lluvias. Los afluentes más importantes de la Quebrada Pariñas son Mogollón, Pazul, del Muerto y Honda. La última de las quebradas nombradas cuenta a su vez con tributarios ramificados tales como Medio, Oyocos y Merino. Estos cauces desaguan las precipitaciones caídas en el extenso Tablazo Máncora al este de Cabo Blanco. Los torrentes mayores de las regiones de Talara, Negritos y La Brea nacen en la vertiente occidental de los cerros de La Brea. Pocos de ellos alcanzan al mar, algunos desembocan en las salinas de la costa y un buen número pierde su caudal en las penellanuras de las terrazas. Los riachuelos torrentosos que nacen al sur de los cerros de La Brea se dirigen al río Chira.

El subsuelo de los despoblados La Huaca y Congorá entre Paita y Piura así como al este de Piura, carece de estructuras tectónicas de importancia, en consecuencia carece de accidentes topográficos significativos. Las precipitaciones pluviales de aquellas regiones se desparraman en las penellanuras que buzan ligeramente al sur y suroeste y se infiltran en los estratos del Plio y Pleistoceno.

Las aguas atmosféricas, en las vertientes occidentales de los macizos de Paita e Illescas, alcanzan el mar por medio de valles pequeños, pero las precipitaciones eventuales que proceden de las faldas orientales se pierden en las llanuras del tablazo después de cortos recorridos de 3 a 5 km. de largo, sin producir mayores efectos de erosión.

Al sur y sureste de Chulucanas el margen oriental del desierto de Sechura está caracterizado por una franja de 20 km. de ancho, que en su parte meridional se ensancha a más de 30 km. Esta participa de las lluvias anuales periódicas y en consecuencia su suelo está cubierto durante la estación de lluvias por hierbas y pequeños árboles; hacia el oeste la vegetación disminuye, desapareciendo las hierbas; las plantas leñosas se hallan dispersas pero siempre verdes por ser mantenidas por el agua subterránea. Existen en esta faja muchas aguadas de escaso caudal que después de un recorrido de 20 a 25 km. suelen perderse en las arenas desérticas. Una excepción es el río Cascajal por nacer en la vertiente occidental de los Andes; penetra al desierto de Sechura en un recorrido de más o menos 50 km; luego su cauce se bifurca en dos brazos secos (quebradas Minchales y Yudur-Belisario), que después de un trayecto de unos 50 km. se reúnen en la Quebrada Namuc, cuyo curso inferior constituye una secuencia de salinas.

Cuadro No 4 Procesos tectónicos desarrollados durante la génesis de las tablas en el Noroeste del Perú. En parte según Suter (1927) Modificado.

TABLAZOS	OROGENESIS SEDIMENTOS	ESPOSOR m	ALTURA ACTUAL				ASCENSION DESPUES DE LA FORMACION			EDAD	PERIODOS GLACIALES EN LOS ALPES	
			Cabo Blanco m	Talara m	Chira Paíta m	Cabo Blanco m	Talara m	Chira Paíta m				
SALINA	Llanuras costaneras salinas.	8—15		3—9						Reciente a subreciente	Holoceno	
NEGRITOS	4° Emersión Abanico de acarreo Negritos										Wuermense	
	4° Sumersión Tablazo Negritos	1—3		15	15—40				10		3° Interglacial	
LOBITOS	3° Emersión Abanico de acarreo Lobitos										Rissense	
	3° Sumersión Tablazo Lobitos	2—6		15 33	20				40	Pleistoceno	2° Interglacial	
TALARA	2° Emersión Abanico de acarreo Talara									Pleistoceno	Mindelense	
	2° Sumersión Tablazo Talara	2.5.8		90	45				60		1° Interglacial	
MANCORA	1° Emersión Brechas de torrente Erosión fluvial. Clima desértico	1—15									Gunzense	
	1° Sumersión aprox. 100 m. Abrasión marina Terrazas en valles.	25—80		150	100 60			300	90		Pleistoceno superior	Preglacial Plioceno superior

5.251

RIO CHIRA

El río Chira nace en la zona de lluvias anuales periódicas; en consecuencia constituye una de las arterias fluviales permanentes y más caudalosas del litoral. En su desembocadura se ha formado una especie de delta delante de los acantilados costaneros que se extienden entre Colán, La Capilla y Vichayal, actualmente a 7 km. de la línea de playa¹¹. La llanura costanera Salina, al norte de la desembocadura del río Chira, se caracteriza por un sistema de líneas playeras hasta Punta Pariñas (similares a las descritas del área, entre La Garita y Malpelo del río Tumbes). Se destacan nítidamente en las fotos aéreas de la región.

5.252

RIO PIURA

El río Piura, en su curso superior, marca aproximadamente el límite entre el desierto de Sechura y las estribaciones de la Cordillera de los Andes. Este sector tiene una longitud de unos 130 km. y su dirección general es noroeste. A partir de Tambogrande, el río cambia de rumbo, dirigiéndose primero al oeste y luego al suroeste hasta la desembocadura en San José cerca de Sechura, no recibiendo ningún afluente en todo el recorrido de unos 120 km.

5.252.1

DESEMBOCADURA VIRRILA

A la altura de La Arena, el río Piura se bifurca, desaguando el exceso de agua de las avenidas extraordinarias por el brazo Ramón y luego la Quebrada Zapayal que desemboca en Virrilá en la bahía de Sechura. La longitud de este desagüe meridional es de más o menos 84 km. En su curso da origen a la laguna Ramón y otras más, así como a grandes salitrales que conservan el agua, a veces por años, antes de que se evapore completamente.

El recodo del río Piura entre Tambogrande y Piura se explica por un movimiento tectónico. En el área entre la curva y el río Chira afloran estratos de arena y cascajo que Welter (1935) interpreta como sedimentos fluviales de edad Cuaternario antiguo depositados por el río Piura que fue originalmente afluente del río

11. Ver Carta Nacional en escala 1:200,000, Hoja 3-a. Paita; Adams (1905, plano entre las páginas 62 y 63).

Chira, pero que dejó de serlo debido a un levantamiento del terreno hasta una altura de 120 m., lo que obligó al Piura a desviarse hacia el suroeste.

La desembocadura del río Piura en Virrilá constituye un estuario marino que se interna aproximadamente 35 km. tierra adentro, teniendo un ancho variable desde algunos centenares de metros hasta unos 2 km. Morris y Dickey (1957) lo consideran como un canal relictivo de río, que yace al nivel del mar, siendo su profundidad alrededor de 2 m. La temperatura de las aguas es de 23°C aproximadamente. Durante las horas de las mareas altas, el agua marina penetra al continente por más de 20 km. El extremo interior del estuario pasa gradualmente a terrenos salitrosos y salinos.

El ambiente de sedimentación en la boca Virrilá es marino normal, penesalino y salino. En la bocana se deposita halita y en el interior yeso. Como organismos se han encontrado algas rojas y verdes, así como larvas de insectos. El fondo del estuario está cubierto de lodo oscuro a negro; pero lejos de la ribera el fondo está cubierto de una capita de marga blanca, sobreponiéndose a un estrato de lodo negro que a su vez sobreyace a un barro que contiene cristales de yeso. La concentración de todas las sales, en el extremo superior del estuario, excede de 350,000 ppm. Morris y Dickey encontraron las correlaciones siguientes:

Sedimento y Precipitado	Bajo agua con Salinidad de
Marga gris	88 a 103 partes por mil
CaSO ₄	354 " " "
NaCl	355 " " "

Los autores citados (1957, p. 2473) concluyen que la presencia de las margas negras contribuye a explicar la asociación frecuente, en el pasado geológico, de lutitas negras con evaporitas. El lodo negro ocurre en la bocana debajo de costras delgadas de yeso en ambiente salino. En la zona de transición entre los ambientes semisalinos y salinos, los lodos negros con cristales de yeso se observan en el fondo del estuario y su sedimentación continúa probablemente en la actualidad. El pH de las aguas de superficie resulta ser de 7.8 contrastando con las aguas aciduladas encima de los lodos negros que marcan un pH de 6.6. Se podría explicar este fenómeno, suponiendo que las bacterias reduzcan los sulfatos a sulfuros y que el gas naciente de hidrógeno sulfurado acidifique al agua.

5.253

DEPOSITOS DE EVAPORITAS. SALINAS

Un grupo de salinas se encuentra al norte de la desembocadura del río Chira y otro en los alrededores de Sechura, tal como el de Mataballo (entre San Pedro y Virrilá) y el de Virrilá-Zapayal-Ramón; un tercer grupo constituye los afloramientos en el curso inferior de la Quebrada Ñamuc. La más importante es la Salina Cerro, situada a una distancia de 12 km. al este de Reventazón (Cerro Illescas) en una vasta depresión cuyo fondo yace a 24 m. debajo del nivel del mar, según los mapas de Quiroga (1934/35) y Petersen G. y Quiroga (1954), y entre -25 y -34 m., según la Carta Nacional, en escala 1: 100,000, Hoja 13-b, Lobos de Tierra, del Instituto Geográfico Militar (Lima, 1967). La depresión mide, de oeste a este, 20 km. y de norte a sur, 14 km. El clima extremadamente árido favorece la evaporación continua, impidiendo que se acumule o mantenga el agua en la cubeta por tiempo prolongado.

5.254

DEPOSITOS DE ORIGEN EOLICO. MEDANOS

El litoral del departamento de Piura abarca una de las dos regiones desérticas de mayor tamaño que existen en la costa del Perú. Una secuencia continua de médanos y campos de arena se extiende entre Cabo Blanco y los confines meridionales del Departamento. La distribución de la arena eólica presenta ciertas modalidades. Cerca de la costa, la fuerza del viento que procede del mar arrastra toda la arena, dejando los tablazos y llanuras, sobre todo al sur de Sechura, desprovistos de dunas. Al contrario, cuando la arena eólica encuentra algún obstáculo como casas, árboles aislados, colinas y cerros, se acumula a sotavento, dando lugar a dunas a veces de gran tamaño. Después de haber recorrido 40 ó 50 km. de distancia, la fuerza del viento disminuye y la arena arrastrada se amontona en vastos campos en la porción oriental del desierto de Sechura. Es la zona donde la deflación produce una clasificación de la arena; los granos gruesos permanecen in situ y la componente pulverulenta es llevada por el viento menos intenso hacia la margen oriental, donde forma capas muy espesas. Hemos escrito recientemente (Petersen G., 1969 a, p. 56) sobre estos procesos, los párrafos siguientes:

"Muestra de arena extraída de un estrato excavado entre 7.50 y 7.90 m. en Yécala. Se trata de un conjunto de granos redondeados de cuarzo incoloro y transparente mezclados con escasas partículas oscuras. De un modo general, la arena

DEPARTAMENTO DE PIURA

ostenta un color ligeramente parduzco, debido al hidróxido de hierro. Un análisis granulométrico dio el siguiente resultado:

Serie Malla U. S. Tyler	Abertura en mm.	Peso de arena retenido gr.	Porcentaje en peso (%)
+ 65	+ .208	5	1.67
+ 100- 65	+ .147-.208	136	45.51
+ 150-100	+ .104-.147	89	29.75
+ 200-150	+ .074-.104	30	10.02
-200	-.074	39	13.05
TOTAL		299	100.00

Utilizando una lupa de diez aumentos, con escala especial (sistema según G. Mueller), se determinó el tamaño de los granos entre 0.06 y 0.2 mm. Más o menos el 13 por ciento del volumen total de los granos se halla entre los tamaños de 0.06 y 0.02 mm. Este resultado revela que la arena examinada es considerablemente más fina que la que se conoce de las dunas litorales y sobre todo de las playas marinas. Consecuentemente, la arena pertenece a la clase de las arenas finas, especialmente a la de "arena pulverulenta a arena media fina". No se pudo constatar un contenido calcáreo ni orgánico.

La presencia de la arena media fina, en la región de Vicús, se explica por las condiciones geológico-morfológicas del noroeste peruano. El despoblado de Vicús se halla en la zona marginal oriental del desierto de Sechura. Tiene aquel paraje un ancho de más o menos 130 km. Los vientos del oeste y suroeste adquieren diariamente, por muchas horas, considerable fuerza, trasladando la arena gruesa de la playa oceánica al interior. Durante dicho transporte eólico los granos de arena se gastan continuamente, de suerte que alrededor de 60 km. tierra adentro, cuando disminuye la fuerza del viento, se produce la sedimentación de "arena media" (arena media gruesa a fina), originándose extensos campos intransitables de arena de dunas eventuales en el transcurso de los tiempos geológicos; su porción pulverulenta a fina, sigue migrando todavía unos 20 km. tierra adentro, donde la arena transportada por ablación va acumulándose en potentes secuencias.

La perforación "Pabur X-1", a pocos kilómetros de distancia al sur de Vicús, que la Empresa Petrolera Fiscal efectuó en 1955 hasta una profundidad de 618 m., atravesó hasta 57 m. debajo

de la superficie, arenas finas de edad cuaternaria. A lo largo de la Carretera Panamericana, entre Naupe y Vicus, se puede observar, adicionalmente, secuencias de arenas finas de 50 a 60 m. de espesor. Se puede contar en aquella región, por tanto, con una acumulación probable de unos 100 m. de espesor de arena fina a pulverulenta de origen continental. Se amontona en el margen oriental del desierto de Sechura como si fuera dentro de una gigantesca "trompa de arena". En diversos sitios, a lo largo de la Carretera Panamericana, se observa que esta arena pulverulenta yace discordantemente sobre rocas del Terciario y también sobre las cuarcitas y pizarras parcialmente metamorfizadas de la formación Tortolitas del Paleozoico.

La situación desértica se asemeja a las condiciones paleogeográficas que predominaron por tiempo prolongado durante el Permo-Carbonífero y Triásico, dando origen a imponentes secuencias de areniscas rojas de origen continental, bajo un clima desértico".

5.3

Departamento de Lambayeque

5.31

ASPECTOS FISIOGRAFICO Y GEOLOGICO

La costa del departamento de Lambayeque está formada en gran parte por llanuras extensas, atravesadas por los oasis de los ríos La Leche, Chancay y Zaña, que han dado lugar al desarrollo de valles amplios. Los llanos costaneros se reducen a un ancho de 40 km. aproximadamente. Su margen inferior está constituido por rocas sedimentarias e ígneas del Meso y Neozoico. Las rocas del Paleozoico afloran sólo en las islas de Lobos de Tierra y Afuera que distan de la costa más cercana 20 y 60 km. respectivamente. En ambas islas se trata de rocas metamórficas y filitas del Paleozoico. Granito, areniscas y conglomerados ocurren además en la isla Lobos de Tierra (Petersen G., 1963b, p. 130, Planos N° 3 y 4, Fig. 48).

5.32

SISTEMA HIDROLOGICO

El río Chancay se bifurca en La Puntilla, dando origen al río Lambayeque, que recorre el cono de deyección en forma diagonal; y al río Chancay Bajo, llamado en su curso inferior Río Reque, que se desplaza a lo largo del borde meridional del cono

de deyección. Los rasgos morfológicos muestran que el valle de Reque remonta en sus orígenes al ciclo erosional de fines del Pleistoceno superior o postglaciar y que no es de formación moderna.

El sector de llanuras del río Chancay-Lambayeque está constituido por un cono de deyección de estratos detríticos de más de 100 m. de espesor, según ponen de manifiesto numerosos pozos practicados con fines de regadío. Petersen G. (1956, p. 297, Mapa hidrológico) describe las condiciones geológicas en los siguientes términos:

"El sector del cono de deyección tiene características deltaicas, cuyo ápice se halla en La Puntilla y cuya base está formada por las playas del Océano Pacífico, entre Eten y San José, está constituido por una planicie aluvial de pendiente suave, de un promedio de 2 por mil entre La Puntilla y el mar. En muchas zonas la superficie es prácticamente horizontal o afecta depresiones tendidas, fácilmente reconocibles por extensas áreas pantanosas y salitrosas, que se originan cuando no existe un drenaje adecuado para que se escurran las aguas de regadío de las tierras cultivadas. En dichos lugares existen suelos salinos y alcalinos; los primeros, conocidos como "salitre blanco" están formados por cloruros y sulfatos de sodio, mezclados a veces con sulfatos de magnesio y calcio; los segundos, denominados "salitre negro" debido a su color oscuro, son originados por la acción cáustica que ejerce sobre la materia orgánica el carbonato de sodio.

"Los suelos cubiertos con sales son generalmente el resultado de una alta "superficie freática" natural o causada por el regadío; en los alrededores del Cerro Combo y otros lugares, se encuentran afloramientos de agua a manera de pequeñas lagunas.

"En las inmediaciones de la costa, los terrenos aluvionales forman tan sólo un manto delgado, encima de una arcilla de origen marino, la que, cuando la labranza del suelo se hace deficientemente, da lugar a la formación de salinas".

5.321

AGUA FREÁTICA

Los datos de 125 pozos de agua que recogimos en 1956, revelan que, con excepción de siete pozos, extraen el agua del nivel freático superior que se encuentra entre 5 y 25 m. de profundidad debajo de la superficie del terreno. La fuente principal de este caudal es tanto la infiltración que se realiza en las arenas del sector superior del río Chancay, como la percolación que se produce en los canales de regadío y en los campos de cultivo. Se ha constatado que la velocidad del agua subterránea es del

orden de un metro por hora y que el caudal a la altura de Carhuaquero es del orden de 1,000 a 1,500 l/seg.

En las inmediaciones de la playa, el nivel freático se halla por debajo del nivel del mar; existen ejemplos en que el bombeo desmesurado del agua dulce ha causado una penetración del agua marina en los estratos acuíferos superiores de dichas zonas.

5.33

DEPOSITOS DE EVAPORITAS. SALINAS

El departamento de Lambayeque abarca la porción meridional del desierto de Sechura. En la misma costa las pampas de Mórrope y de Perros, entre otras, alternan con Salinas, siendo la más importante la de Cañamac, situada a unos 80 km. al NW de Lambayeque. Los contornos de esta salina están formados por terrenos bajos de no más de 5 m.s.n.m. Un cordón estrecho de dunas y colinas de arena movediza separa las salinas del océano. Durante la estación de lluvias, las salinas reciben aportes de las precipitaciones, que caen en las serranías de Sondor y Pampur al oeste de Olmos y Motupe, por medio de riachuelos que casi todo el año están secos en su superficie, pero cuyos caudales migran en las arenas de la vaguada según lo evidencian algunos pozos excavados.

5.4

Departamento de La Libertad

5.41

ASPECTOS FISIOGRAFICO Y GEOLOGICO

Los sedimentos cuaternarios, en el departamento de La Libertad, afloran en una faja de menor ancho que en los departamentos setentrionales. En su contorno oriental, las estribaciones de la Cordillera de los Andes consisten en rocas volcánico-sedimentarias del Cretáceo superior-Terciario inferior. Al sur de Trujillo los contrafuertes andinos se acercan al litoral tanto, que reemplazan a los sedimentos cuaternarios sobre áreas grandes.

Los depósitos pleistocenos y holocenos que forman estratos marinos y continentales, tienen un espesor considerable ya que en una perforación hecha en el puerto de Pacasmayo llega a 120 m. de potencia.

5.42

SISTEMA HIDROLOGICO

La faja costanera de La Libertad está atravesada por oasis fluviales que son de gran importancia para la agricultura (Jequetepeque, Cupisnique, Chicama, Moche, Virú, Santa). Entre valle y valle se extienden llanuras o pampas de carácter desértico, que ocupan diferentes niveles entre Trujillo y Pacasmayo. Stappenbeck (1929) distingue cuatro terrazas tanto en el valle de Chicama como en el de Moche; en los alrededores de Pacasmayo se observa una terraza marina, pero aún se carece de un estudio que correlacione las etapas de levantamiento de la región de Trujillo con los episodios cuaternarios del noroeste peruano. En el mapa IV de Stappenbeck (1929) se señala la extensión de cuatro terrazas (Zapotal, Playa Mónica, Pulpar y Ascope) que están relacionadas con la erosión y arrastramiento fluvial y por tanto se extienden entre diferentes niveles. El área ocupada por las llanuras costaneras está representada de una manera global por Cossío y Jaén (1967, fig. 2); en la playa ellas terminan en un acantilado de 20 y 30 m.s.n.m. El levantamiento actual de la costa no es evidentemente continuo ni uniforme y sus episodios alternan, en algunas secciones de la costa, con otros estacionarios y tal vez de sumersión lenta, según ponen en evidencia muchas puntas de tierra, sujetas a una erosión progresiva por el mar.

5.43

DEPOSITOS DE ORIGEN EOLICO. MEDANOS

Entre los fenómenos característicos del desierto costanero se destaca la duna Pur Pur, a 40 km. de distancia al sur de Trujillo y 12 km. al oeste-noroeste de Virú, uno de los médanos de media luna más grandes en la costa peruana (Simons y Eriksen, 1953; Simons, 1956). Su altura es de 55 m., su largo de 2 km. y la distancia entre las puntas de los cuernos es de 750 a 850 m.; estos últimos están compuestos de una serie de dunas satélites de menor tamaño. Broggi (1961) la denomina duna compuesta y señala como condición indispensable la presencia de un banco de nubes, diciendo: "En nuestra costa el límite superior más frecuente de este estrato basal es el conocido "banco de nubes" que demarca el límite inferior de la zona climática de "Loma" cuya alta humedad y poco viento impiden que la arena vaya más arriba; y es allí, donde se producen enormes acumulaciones arenosas deltoides o sea superposición de barcanas, dunas compuestas o del tipo simétrico Pur Pur, algunas de las cuales, las asimétricas, se pueden fácilmente estudiar cerca de Lima en los altos deltas chiflonales de Piedras Gordas, Ancón, Canarias

al norte y San Bartolo al sur. Las dunas de Pur Pur que se originaron de la arena submarina que afloró en la parte meridional de las playas Chao-Virú, no constituyen sino los deltas sucesivos del gran chiflón de Virú...". Nadie pone en duda hoy el cambio climático universal pleistocénico con su última gran glaciación y la actual época de desglaciación u holocénica, debiendo existir relación entre ésta y las grandes dunas compuestas bajas que existen en los desiertos de nuestro litoral. Simons (en Broggi, 1961) manifiesta que la duna Pur Pur no es del tipo llamado compuesto y que las condiciones genéticas postuladas por Broggi para ella son de carácter hipotético.

5.5

Departamento de Ancash

5.51

ASPECTOS FISIOGRAFICO Y GEOLOGICO

El aspecto orográfico de la costa del departamento de Ancash está determinado por el predominio de rocas sedimentarias e ígneas de la Cordillera de los Andes que se acerca al mar, formando con pocas excepciones acantilados altos y cabos o puntas sujetos a la erosión del mar. La zona costanera, de un ancho de 25 km. aproximadamente, consiste en rocas sedimentarias y volcánicas del Cretáceo, que hacia el interior están reemplazadas por granodiorita y granito del Batolito de la Costa, intrusivo de edad Cretáceo superior a Terciario inferior. Rocas pertenecientes al Cuaternario afloran únicamente al sur de Chimbote, en Huarmey y Pativilca.

La erosión marina ha creado bahías profundas como la de Chimbote y Samanco; ambas originalmente formaron una sola unidad, pero en la actualidad están separadas por un espolón de arena; al sur siguen las bahías de Los Chinos-Tortugas y de Casma, estando separadas de las dos primeras y entre sí, por promontorios formados por rocas andesíticas. La dilatada costa entre Casma y Pativilca está compuesta por incontables ensenadas de barrancos abruptos; pocas ensenadas cuentan con una zona playera.

5.52

SISTEMA HIDROLOGICO

Los ríos Santa, Nepeña, Casma, Culebras, Huarmey y Fortaleza nacen en la Cordillera y llegan al mar generalmente con

caudales voluminosos. Se suman los innumerables riachuelos que nacen en la misma zona desértica costanera o en los cerros altos contiguos que se benefician con las lluvias aperiódicas de la estación de lluvias. Debido a la escasez de precipitaciones, los riachuelos permanecen secos durante la mayor parte del año.

5.53

DEPOSITOS DE ORIGEN EOLICO. MEDANOS

Las rocas que afloran en la zona costanera del departamento de Ancash están sujetas a un intenso intemperismo mecánico, originando grandes pampas de arena, siendo las más notables la pampa entre el río Nepeña y Chimbote, la pampa al noroeste de Casma, la llanura entre Huarmey y Culebras, entre otras. Las planicies entre Huarmey y Chimbote muestran fenómenos particulares de desierto, como son las formas eólicas a manera de surcos de arena u ondulaciones, llamadas por Simons y Erikson (1953, p. 232 y fotos 1 a 4) corrientes de arena (sandstreams), que consisten en bandas alternadas de arena clara y oscura con distancias entre loma y loma de 1.25 a 3.50 m., siendo su largo hasta de 150 m. Estos fenómenos se desarrollan en áreas de bajo relieve donde hay playas abiertas que suministran una parte de la arena, procediendo la otra de la desintegración mecánica de las rocas de los mismos alrededores.

5.6

Departamento de Lima

5.61

ASPECTOS FISIOGRAFICO Y GEOLOGICO

En el departamento de Lima la Cordillera de los Andes se acerca al mar (Steinmann, 1912), formando una sucesión de acantilados altos a excepción de aquellos tramos donde desaguan ríos importantes como son los de Fortaleza, Pativilca, Supe, Huaura, Chancay, Chillón, Rímac, Chilca, Asía, Omas y Cañete, cuyos frentes de desembocadura están ocupados por rocas del Pleistoceno. La pendiente de los valles es, en término medio, en el curso superior de 18% ; en el curso medio, de 12-15% ; en el abánico de descarga, 1.5-2.5% , y en la desembocadura, de 0.5% (Castro, 1958).

El Mesozoico, constituido en pequeña parte por una secuencia sedimentario-volcánica del Jurásico superior, y en porción mayor por rocas similares del Cretáceo inferior, se extiende en una

faja relativamente angosta a todo lo largo del litoral del departamento de Lima (Alberca, 1955/56; Bellido, 1970; Rivera, 1951), siendo seguido al este por las rocas ígneas intrusivas (granodiorita, granito y similares) del gran batolito de la costa, que está emplazado hasta unos 50 a 60 km. tierra adentro y sobrepasa por tanto de los límites que se asignan tradicionalmente al conjunto de la costa. El Terciario aflora en los alrededores de Cañete y más al sur (Broggi, 1925; Petersen G., 1954, p. 48).

5.611

MODELADO DE LA COSTA DE LIMA

La costa del departamento de Lima está caracterizada por sus numerosas caletas, chiras y tinajones, cuyos términos fueron introducidos por Lissón (1907, 1913) como etapas de la evolución de la playa, como sigue:

"*Tinajón*. Es una depresión prismática, profunda, con paredes abruptas situadas en la orilla marítima y que queda separada del mar por un débil tabique. A la base de dicho tabique se encuentra una comunicación, por medio de la cual penetra el oleaje.

"*Chira*. La desaparición del tabique y el ensanchamiento del boquete abierto transforman el tinajón en una cubeta especial denominada Chira. Las chiras están caracterizadas por sus escarpes, la estrechez de su entrada y el corredor que las separa del mar. Las chiras no son otra cosa que tinajones abiertos".

Dice Fernández Concha (1958): "En el extremo S. del cerro La Chira puede observarse las chiras anteriormente descritas. Debe notarse que la más profunda de ellas está localizada sobre el contacto entre las areniscas de la formación Marcavilca y la granodiorita de Conchán. Cuando ocurren dos o más chiras simultáneamente, este fenómeno geomorfológico produce una rápida destrucción de la costa, dejando como resultado altos barrancos, peñones delgados y aislados".

En el modelado de la costa los diques de rocas volcánicas que han intrusionado las rocas sedimentarias y en algunos casos dan lugar, al ser atacados por el oleaje del mar, a formas particulares. Por regla general, los diques se componen de rocas ígneas duras pero más frágiles que la roca encajonante, de tal modo que el dique se erosiona con mayor rapidez, desapareciendo en muchos casos y dejando sólo las cajas como en el ejemplo del Salto del Fraile en la bahía de La Herradura, donde fue erosionado un dique andesítico (Petersen G., 1963 a).

Los promontorios y puntas aisladas en Supe, Végueta, Huacho, Cococ-El Paraíso, Redondo, Pasamayo, Ancón, Ventanilla, Morro Solar, Carayacu, La Virgen, Bujama, Lobos, Cerro Azul, Cóndor y muchos otros de menor tamaño, están sujetos a continuo des-

gaste por acción del mar y sirven de núcleo de apoyo para el arenamiento de las caletas adyacentes que cuando tienen gran extensión constituyen frecuentemente el origen de la arena que es transportada al interior por la acción del viento.

5.62

ASPECTO CLIMATOLOGICO

El litoral de Lima participa del clima desértico húmedo de la costa, con excepción de los oasis a neblina o sean áreas aisladas conocidas como lomas donde se produce en invierno suficiente precipitación, originada en las neblinas que permite el desarrollo de la vegetación característica de las lomas, que se extienden normalmente entre 100 y 500 m. de altura sobre el nivel del mar y hasta aproximadamente 15 km. tierra adentro.

En la propia costa existen numerosos vallecitos de recorrido corto cuyos cauces están secos desde períodos seculares. Su modelado data desde el episodio de la desglaciación de la Cordillera de los Andes, cuando el régimen pluvioso se extendía hasta el mismo mar. Desde entonces el frente de las lluvias periódicas va retrocediendo hacia el interior. Los restos de terrazas de cultivo prehispánicas a base de lluvias o de secano que se observan en las inmediaciones de la hacienda San Juan, demuestran que hace unos mil años, el límite de las lluvias periódicas se habría encontrado sólo a unos 15 km. tierra adentro. Desde aquel entonces el límite de las lluvias se ha ido retirando 30 km. más, tierra adentro, encontrándose en la actualidad a unos 45 km. de la costa a la altura de Ricardo Palma, aguas arriba de Chosica. Otros ejemplos de terrazas de cultivo de secano de la época precolombina describen Maldonado y Gamarra Dulanto (1945) de Santa Inés (km. 33, Carretera Central), de Chosica en la margen izquierda del Rímac y de Moyopampa en su margen derecha. Semejantes construcciones se pueden observar en otros valles tanto al norte como al sur de Lima, cerca de Pachacamac (Reparaz, 1961, p. 32).

5.63

DEPOSITOS DE ORIGEN EOLICO. MEDANOS

El carácter de desierto de la región de Lima se pone en evidencia en las numerosas pampas de arena con sus dunas movedizas (Medio Mundo, el área entre Salinas de Huacho y Doña María, Seca, Ancón, Pasamayo, Ventanilla, Lomo de Corvina, entre Lurín y San Bartolo, Asia, Serapampa y al sur de Cañete). En todos estos ambientes el intemperismo mecánico predomina, desintegrando las rocas en bloques con aristas

agudas, en grava y arena de grano grueso. Los fenómenos desérticos de la región de Lima fueron representados por Dollfus (1965, p. 335, láms. 38 y 45).

Los campos de dunas se hallan de preferencia en la región de Huacho y Ancón-Pasamayo. La migración de las arenas en la costa del departamento de Lima ha sido tratada por J. A. Broggi (1952, 1954, 1961), J. Broggi Rojas (1960, 1963), U. Petersen B. y F. Wadsworth (1947). El origen de la arena es tanto las playas del mar como las zonas de intemperismo mecánico. La fuerza del virazón arrastra la arena más de 10 km. tierra adentro y la deposita en las pampas y en las faldas de las estribaciones occidentales de los Andes. Ocasionalmente la arena asciende por abras favorablemente dispuestas para asentarse a barlovento. Llamativa es la acumulación de arena que cubre gran parte de la isla San Lorenzo (Rosenzweig, 1953, Mapa).

En su estudio de la zona comprendida entre el río Rímac y la playa Santa Rosa-Ancón, Teves y Gagliano (s.a. 1972) llegan a la conclusión que el factor determinante del transporte de las arenas es la distribución por las corrientes marinas o sea por deriva litoral. Los vientos recogen la arena de la playa y la llevan al interior. Establecen asimismo "dos niveles antiguos del mar, representados por plataformas de abrasión marina a 4.50 y 5.50 m. de profundidad y a 30 m. bajo el nivel del mar".

5.64

INTEMPERISMO QUIMICO

El intemperismo químico se inicia a partir del límite de las lluvias periódicas, pudiéndose observar la descomposición de los minerales de las rocas aguas arriba de Ricardo Palma, a una altura de más o menos 950 m.s.n.m., situación que se halla también en los otros valles. El intemperismo químico actúa igualmente en los meses de invierno en las áreas usualmente cubiertas por la vegetación de las "lomas", que por tanto constituyen superficies donde se desarrollan, según la estación del año, alternativamente los intemperismos mecánico y químico.

5.65

MOVIMIENTOS TECTONICOS

Los movimientos tectónicos ocurridos en el área andina durante el Pleistoceno afectaron al litoral del departamento de Lima de diferentes maneras; tales movimientos vienen desarrollándose aún en la actualidad sea en sentido ascendente, que por lo general, prevalece, o sea en dirección descendente. Se

trata de conmociones diferenciales; no se manifiestan uniformemente a lo largo de toda la costa, pues algunas zonas de levantamiento alternan con otras de hundimiento. También existen tramos que por algún tiempo se elevan y por otro se sumergen.

La ascensión predominante del orogeno cordillerano se refleja en el modelado que la erosión fluvial está labrando en los valles costeros. Las etapas principales se observan en el sistema del Rímac y sus tributarios, por ejemplo: (a) en un tramo de valle en "U" producido por acción glaciaria durante el avance de la glaciación andina; (b) en el estadio cañón y en el desarrollo de valle en forma de "V". El modelo de cañón se origina en todos los sitios, donde la ascensión acelerada de una gamba geotectónica obliga al río a profundizar su cauce para uniformar la pendiente de los torrentes. Cuando un bloque estructural se halla en posición estática, el río ensancha su valle, primero en forma de "V" y luego con perfiles de laderas suaves y terrazas que revelan los estados sucesivos de la evolución morfológica; fueron investigados detalladamente por Mc. Laughlin (1925), Broggi (1941 a) y Dollfuss (1965).

El valle del Rímac se caracteriza por un arramblamiento progresivo frente a su desembocadura, depositándose sobre un área extensa el material clástico fino, según ponen en evidencia los lodos en el fondo de la bahía del Callao y las curvas batimétricas correspondientes. La magnitud del material detrítico que el Rímac antiguo transportó durante la desglaciación en la cordillera y el período de lluvias en la costa, fue incomparablemente mayor que el volumen que acarrea en la actualidad.

En esta etapa evolutiva se formaron grandes terrazas en el curso inferior del valle del Rímac, como también en el cono de deyección ocupado hoy en gran parte por la ciudad de Lima. Las terrazas se manifiestan en cambios de pendiente, pudiéndose observar en la plaza de Santa Clara, en las calles Negreiros y Cailloma, entre otras, así como en varios puntos de las carreteras entre Lima y Callao.

En el litoral central, por hundimiento de la Cordillera de la Costa, faltan las terrazas marinas, análogas a los tablazos del noroeste peruano y a las terrazas del litoral meridional, no siendo posible por tanto hacer correlaciones entre las etapas de evolución del Pleistoceno. Con todo, el hallazgo último de osamentas en las cercanías de Trapiche, valle del río Chillón, suministra elementos para establecer en forma tentativa la edad probable de los cambios modernos en el modelado de la vertiente occidental de los Andes. Dollfuss (1962, p. 69) resume los resultados de sus investigaciones como sigue:

"Sobre la costa, una edad de 1,200-1,400 antes de J. C., corresponde al paso de la edad sin cerámica, en los primeros comienzos de la alfarería. Ella muestra la existencia de una pequeña crisis climática post-wurmiana que puede relacionarse

con una reanudación glaciaria limitada en los Andes (Dollfuss y Tricart), pero cuyos efectos fueron más reducidos en las proximidades de la costa. Un lugar sin cerámica descubierto por Engel cerca de la desembocadura del río Asia, a 100 km. al sur de Lima, contiene residuos orgánicos cuyo análisis por C-14 da $3,270 \pm 100$ años. Está situada en las proximidades de la antigua llanura inundable, en la base de un cono de deyección muy extenso, que data de un período húmedo más antiguo, que ha sido muy débilmente retocado por la crisis climática del siglo 12-14 antes de J. C.

"Del estudio del yacimiento del valle del Chillón y de sus alrededores, es fácil establecer, a título de hipótesis, la sucesión de los últimos períodos más húmedos de la vertiente del Pacífico de los Andes peruanos. El período al que se refieren los guijarros cuyos elementos se encuentran en la formación detrítica coluvial-torrencial correspondería a una fase antigua de la glaciación en la sierra. La terraza recubierta por la formación en cuya base fueron encontradas las osamentas, sería correlativa de la última gran glaciación de la sierra, probablemente wurmiana. El último episodio pluvial de 1,200-1,400 años antes de J. C. quizás fue de corta duración, algunos siglos o tal vez algunas décadas y no modificó notablemente la tendencia general a la aridez de la costa peruana, pero fue suficiente para poner en marcha un material preparado sobre las vertientes durante un período sin chorreo. Desde entonces algunos desbarrancamientos episódicos han modificado superficialmente esta formación".

5.651

TERRAZAS MARINAS

Darwin (1876, 1945), al llegar al Callao, el 18 de julio de 1835, en el buque de investigación "*Beagle*", reconoció en la isla San Lorenzo tres terrazas cubiertas de conchas marinas y grava, que consideró como evidencia de un levantamiento de la costa en tiempos modernos, aunque no excluía la posibilidad que haya podido ocurrir después un hundimiento parcial del suelo. Varios exploradores posteriores, entre ellos Lissón (1907), Steinmann (1929-30 a) y Broggi (1934) se han pronunciado sobre este problema; Lissón, aunque opina por un levantamiento de la costa, no precisa suficientemente su punto de vista, puesto que en el mismo escrito cita los escarpes abruptos y barrancos en los acantilados de la isla y en tierra firme, que son indicios de una costa en proceso de hundimiento.

En la isla de San Lorenzo, según Rosenzweig (1953, p. 22) existen dos grupos de terrazas:

a) Terrazas de origen subaéreo, ligadas a la naturaleza de la roca subyacente, conservando la posición tectónica de los

estratos; pertenecerían a este tipo las "célebres terrazas de Darwin y Lisson", con alturas máximas de 28 m., "deben ser las de Caleta del Preso en este horizonte estratigráfico. Este origen se le puede atribuir a la mayor parte de las terrazas de la isla".

b) Terrazas de origen subacuático, "en el espolón que separa Caleta Pesquería de Playa Grande, en el S. de la Isla San Lorenzo". Su plano se halla a unos 50 m. y no coincide con el buzamiento; está cubierta de conchales y algunos rodados. "Hacia el NW se puede observar en este mismo nivel una serie de pequeños espolones cubiertos de conchas. Parece que se trata en este caso de una terraza de abrasión marina".

Una gran planicie ocupa la mayor parte del lado SW de la isla. Sobre el substrátum de las Areniscas Morro Solar y Marcavilca, que tienen aproximadamente el mismo buzamiento que la inclinación de la planicie, existe un relleno que puede ser eólico, aluvial o marino, con cubierta eólica en la superficie. En esta planicie hay pequeñas acumulaciones de conchas hasta el nivel de 110—120 m., entre las que se encuentran *Crepidula*, *Thais*, *Mytilus*, *Trochita radians* y *Mesodesma*, entre otras.

De acuerdo con las terrazas, Darwin determinó un levantamiento de la costa, de 28 metros, desde que los indios habitaban esa parte. Fuera de la terraza mencionada no se han encontrado otros indicios de levantamiento. Los escarpes de los extremos de la isla pueden haber sido formados por socavamientos y derrumbes.

Es evidente que la isla San Lorenzo se halla actualmente en una posición estática o en sumersión lenta, permitiendo la erosión marina en los pequeños promontorios y su costa occidental.

En lo que se refiere a la costa en tierra firme, Fernández Concha (1958) cita del Morro Solar cuatro terrazas, en el plano del C° Soldado Heroico en la cota 110, en los extremos N y E del mismo cerro en la cota 100 y en el extremo N del C° La Virgen en la cota 85, agregando: "Producido el levantamiento del área, el material detrítico en las terrazas fue completamente removido dejando un relieve más acentuado que el presente. Durante el Pleistoceno, cuando se produjeron fuertes precipitaciones pluviosas se realizó el transporte del detrito". Las terrazas bajas de la quebrada Salto del Fraile, La Herradura y Quebrada Honda tienen alturas entre 15 y 25 m.s.n.m. Los barrancos en el Paso de la Araña y al sur de La Herradura, experimentan igualmente los efectos de la erosión marina.

Los promontorios y puntas aislados en Supe, Végueta, Huacho, Cococ, El Paraíso, Redondo, Pasamayo, Ancón, Morro Solar, Curayacu, La Virgen, Bujama, Cerro Azul, entre otros, están sujetos a un desgaste continuo por la acción del oleaje del mar; se hallan al presente en posición estática o lento hundimiento, permitiendo así una transgresión marina de tipo secular. De otro modo la mayoría de las puntas nombradas sirven de apoyo

para el arenamiento de las caletas adyacentes, dando al mismo tiempo lugar para la producción de la arena, que es transportada tierra adentro por acción eólica.

5.652

SOLEVANTAMIENTOS EN LA REGION DE BUJAMA

La caleta de Bujama, a 8 km. al sur de Mala, y la playa de Asia ofrecen buenos ejemplos de un levantamiento reciente de la costa. En la playa del Club Náutico de Bujama se observa un plano de erosión marina entre 10 y 12 m.s.n.m. cubierto de arena conchilífera cuyo espesor varía entre 3 y 5 m. En el margen sur de la caleta de Bujama se hallan algunas construcciones y restos de cocina precolombinos. Al pie del mar se observa otra terraza más moderna de aproximadamente 3 m. sobre el nivel de la marea alta. La presencia de estos dos niveles de terrazas marinas modernas demuestra que la ascensión del fondo del mar no ha sido gradual y lentamente, sino, debido a movimientos tectónicos más bien bruscos y de varios metros de desplazamiento vertical, parecidos a los observados recientemente en el sur de Chile.

Los fenómenos observados en la caleta de Bujama están en relación genética directa con los levantamientos de la costa en la playa de Asia y el Km. 103 de la Carretera Panamericana al Sur. En los terrenos de la Irrigación y Comunidades de Asia, donde aflora en la extensa llanura el antiguo fondo de mar, con montículos achatados de arena de diámetros de 5 a 10 m. y una altura de 2 a 5 m. sobre la llanura, la superficie constituye una capa de arena de origen marino repleta de conchas, casi exclusivamente representadas por la especie *Mesodesma donacium* Lamarck, que en la actualidad ocurre en toda la costa peruana. Vestigios de levantamientos recientes de la costa se pueden observar en Punta Asia, Cerro Azul y al sur de Cañete.

5.66

DEPOSITOS DE EVAPORITAS. SALINAS

Las salinas del departamentos de Lima son del tipo marginal; la salina de mayor importancia es la llamada "Las Salinas", ubicada a unos 20 km. al sur de Huacho; sigue en orden de tamaño la salina de Chilca, sita a 60 km. de camino al SSE de Lima. Esta última se encuentra inactiva desde 1957. Entre las salinas de menor cuantía figuran las de Montón de Trigo, sita al S. de Pampa Medio Mundo, Totoral y Végueta, al N. de Huacho. Los llamados salitrales que ocurren en uno y otro lugar no pertenecen por lo general al tipo de salinas.

Las albuferas con o sin conexión directa con el mar que existen en Medio Mundo y Punta Salinas, podrían considerarse como modelos iniciales de salinas, siempre que su proceso evolutivo continúe progresivamente y en escala suficientemente grande, para que se constituya la circulación y el flujo del agua del mar.

5.661

"LAS SALINAS" DE HUACHO

En una llanura costanera que se extiende a lo largo de la playa, sobre una longitud de unos 20 km. y un ancho variable entre 2 y 8 km., existe el paraje de "Las Salinas" llamado de Huacho, de Playa Chica o, antiguamente, también de Huaaura; se ubica debajo del nivel del mar dentro de una depresión de unas 4.500 Ha., hallándose separada del océano por un cordón natural de arena de una altura de 3 a 3.5 m.s.n.m., siendo su parte más angosta de sólo 700 m.

5.661.1

ANTIGÜEDAD Y ESTUDIOS ANTERIORES

Estas salinas ubicadas en un desierto inhóspito y carente de recursos naturales de sustento, por hallarse lejos de valles cultivables, empero constituían un centro de explotación y comercio de sal en la antigüedad (Petersen G., 1970), según atestiguan fragmentos de cerámica que hallamos en marzo de 1953 en la falda oriental del C° Sanú, y en 1971 en un cementerio pre-colonial en la margen oriental del gramadal sito a unos 2 km. de distancia al este del campamento administrativo de Las Salinas. En el pequeño cerro "S. E. Base Salinas", a unos 500 m. al norte del cementerio, hay algunos restos de construcciones antiguas. El cementerio, que aún no se ha mencionado en la bibliografía correspondiente, contiene centenares de tumbas hoy día profanadas. Entre los restos desparramados sobre la superficie se notan fragmentos de tejidos, láminas de cobre y numerosos tiosos de alfarería utilitaria y ceremonial, perteneciendo esta última a los estilos negro sobre rojo y negro sobre blanco de los horizontes Medio y Chancay típicos; evidenciándose la antigüedad de la ocupación del lugar por lo menos desde el siglo X. (El material recogido se depositó en el Museo Nacional de Antropología y Arqueología, Pueblo Libre).

Cieza de León (1553/1924), quien recorrió el Perú en los años de 1549 y 1550, narra en el capítulo CXIII de su Crónica General del Perú: "y agora diré de las grandes salinas naturales que vemos en este reino, pues para la sustentación de los hombres es cosa muy importante . . . Cerca de Tumbes y Puerto Viejo,

dentro en el agua, junto a la costa de la mar, sacan grandes piedras de sal, que llevan en los naos a la ciudad de Cali y a la Tierra—Firme y a otras partes donde quieren. En los llanos y arenales de este reino, no muy lejos del valle que llaman de Guaura, hay unas salinas muy buenas y muy grandes, la sal albisima y grandes montones de ella, la cual todo está perdida, que muy pocos indios se aprovechan della”.

Alejandro de Humboldt, en su viaje exploratorio por el Perú, según su diario de viaje, llegó a Huacho el 20 de octubre de 1802; hizo un recorrido por el yacimiento de sal acompañado de un español, Don Simón, residente en Huacho. Humboldt se refiere años más tarde, en sus obras, a la “mina de Huaura”, diciendo que vio la explotación de sal en forma de planchas como si fuera en una cantera de mármol (Petersen G., 1969 c).

El origen de las salinas de Huacho se ha interpretado de varias maneras. Raimondi (1867/1902) conoció el depósito de sal en 1867; opinó enfáticamente por un comienzo terrestre de la salina, rechazando toda relación con el mar. Decenios más tarde una comisión del Estado bajo la dirección del Ing. Rey y Basadre (1896) declaró igualmente que el yacimiento era de origen continental¹². Wetzel (1964), al hacer un estudio mineralógico y biológico de estas salinas, insiste también en su origen continental, fundamentando su opinión sobre la procedencia de la sal en conocimientos adquiridos al estudiar las salitreras del desierto de Atacama (Chile). López y Romero (1964, p. 34) aunque no ofrecen ninguna comprobación por observación directa asumen la participación de lluvias y agua terrestre en el circuito de las salinas¹³.

El desacierto de los argumentos aducidos en los escritos citados es manifiesto, según se nota, cuando los fenómenos se aprecian en sus verdaderas dimensiones. Entre los diversos factores alegados figuran sobre todo la salinidad del suelo, acciones químicas del intemperismo, lluvias y lloviznas en la faja desértica de la costa, atribuyéndose a ellos grandes efectos sin ha-

12. La comisión, entre otros argumentos, se basó en el resultado de una nivelación hecha por el Ing. C. Herrera que dio una altura de la salina de 18 m.s.n.m., cuando realmente es de 5 m. debajo del nivel del mar.

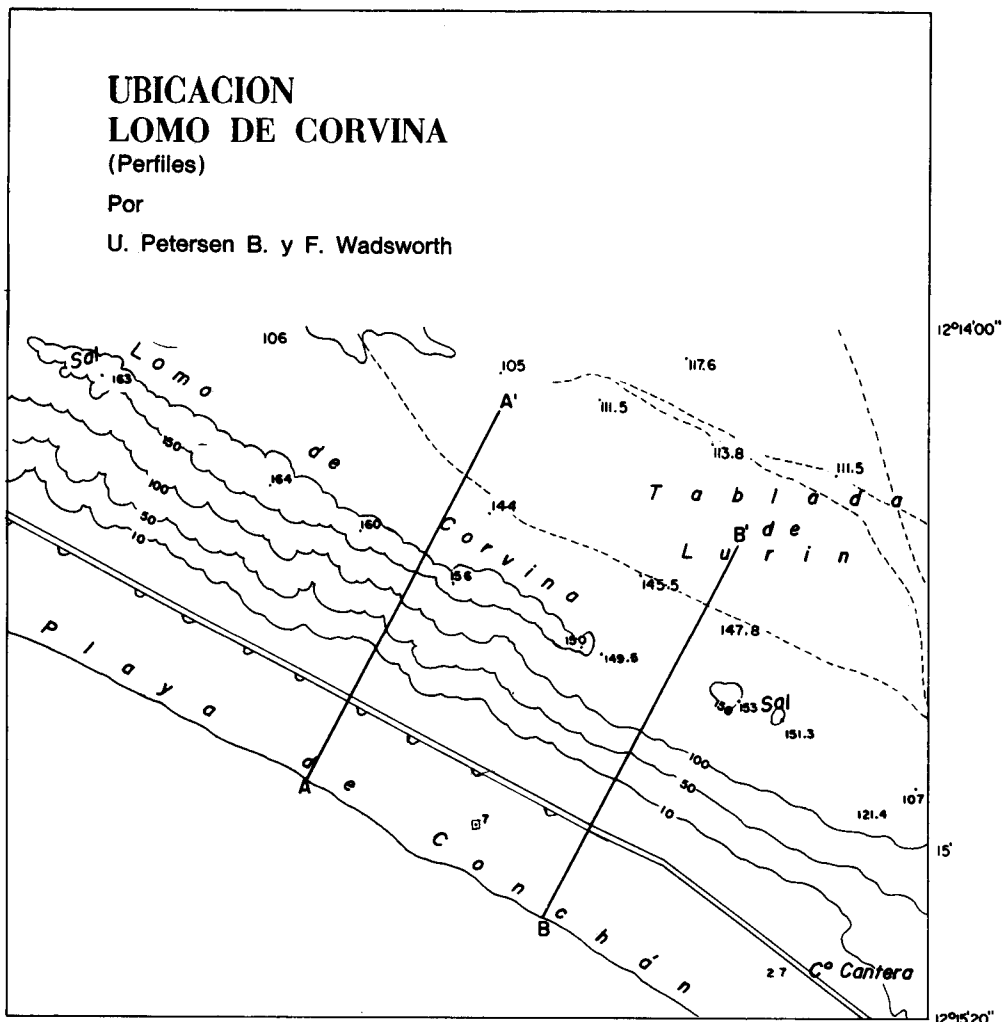
13. Los autores citados manifiestan: “El agua originada por las lluvias estacionales fluye de las altas montañas circundantes a través de los terrenos permeables hasta la cuenca de la salina de Huacho. Esta agua se mezcla con la salina residual de la cuenca y se satura parcialmente elevándose a un nivel subterráneo... La infiltración durante la época de fuertes lluvias, que es generalmente durante los meses de enero a marzo, llena las pozas de salmuera débil a una profundidad de 10 a 15 cm. La afluencia de agua dulce da como resultado una disminución de la gravedad de la salmuera, obteniéndose una baja producción de aquellos años de fuertes lluvias”. Middendorf (1894, p. 274), entre otras apreciaciones acerca de las salinas manifiesta que: “en junio cuando las precipitaciones de las neblinas comienzan a humedecer las llanuras costaneras, el agua comienza a emerger del suelo y llenar las pozas de evaporación”.

berse reparado en las condiciones que existen realmente en la región.

La salinidad (cloruro de sodio, sal, sulfatos de calcio, yeso y otros) del suelo árido del departamento de Lima, es por lo general baja y restringida a algunos kilómetros tierra adentro. Esta salinidad se debe al transporte por la virazón de una mezcla de diversos cloruros que se incorporan al aire por la espuma de mar, a su paso por encima de la superficie del agua y por rocío en la zona de la rompiente en la playa. Según las investigaciones de Petersen B. y Wadsworth (1947), en la costa frente a Conchán y Lomo de Corvina, al sur de Lima, la salinidad del suelo va aumentando conforme se asciende el Lomo de Corvina, en cuya cumbre alcanza el valor máximo; luego va disminuyendo, pero conserva un porcentaje significativo por más de 2 km. tierra adentro (Figs. 9 y 10). Estos estudios ponen en evidencia el origen eólico de la salinidad y que la mezcla de los cloruros no es producida de ningún modo por el intemperismo químico de rocas que en este caso particular faltan en las cercañas. Observaciones similares se pueden hacer también en otros sitios de la costa, como por ejemplo en las pampas al NE de Ancón, donde la sal desaparece en las arenas eólicas a una distancia de 5 km. tierra adentro¹⁴.

Respecto a la magnitud absoluta del contenido de la sal, Petersen B. y Wadsworth (1947, p. 101) manifiestan: "En la playa (de Conchán) se observa una fuerte cantidad de NaCl, 8.76 gr. por decímetro cúbico de arena en promedio. Las irregularidades de la cantidad de sal en esta zona se deben a que esta playa es muy visitada por los bañistas que revuelven la arena con sus pisadas. A partir de la cota 10 m., la curva toma un carácter más serio, observándose un aumento salino con la altura, coincidiendo la máxima salinidad con la mayor cota de perfil, teniendo a 150 m. de altura 6.66 gr. de cloruro de sodio por decímetro cúbico de arena. A partir de este punto la curva salina disminuye al aumentar la distancia al mar hasta alcanzar un valor casi constante a lo largo de los últimos 500 metros de 0.7 gr. de NaCl. por decímetro cúbico de arena, con tendencia a seguir disminuyendo, hasta alcanzar en el último punto 0.52 gr. de NaCl por dm³ de arena. En este perfil hemos encontrado algunos estratos de arena arcillosa y cementada con abundante cloruro de sodio: el primero a 665 m. horizontales del mar y 82 m. de altura, conteniendo 50.32 gr. de NaCl por

14. Los virazones transportan frecuentemente arenas costeñas y aires húmedos un mayor número de kilómetros al interior explicándose así que en octubre de 1941 en La Molina cada litro de agua de lluvia contenía 0.100 gr. de NaCl y vestigios de sulfatos. (Maldonado, 1943, p. 23). El límite de sales coincide sensiblemente con la distribución tierra adentro de las dunas y campos de arenas de origen eólico.

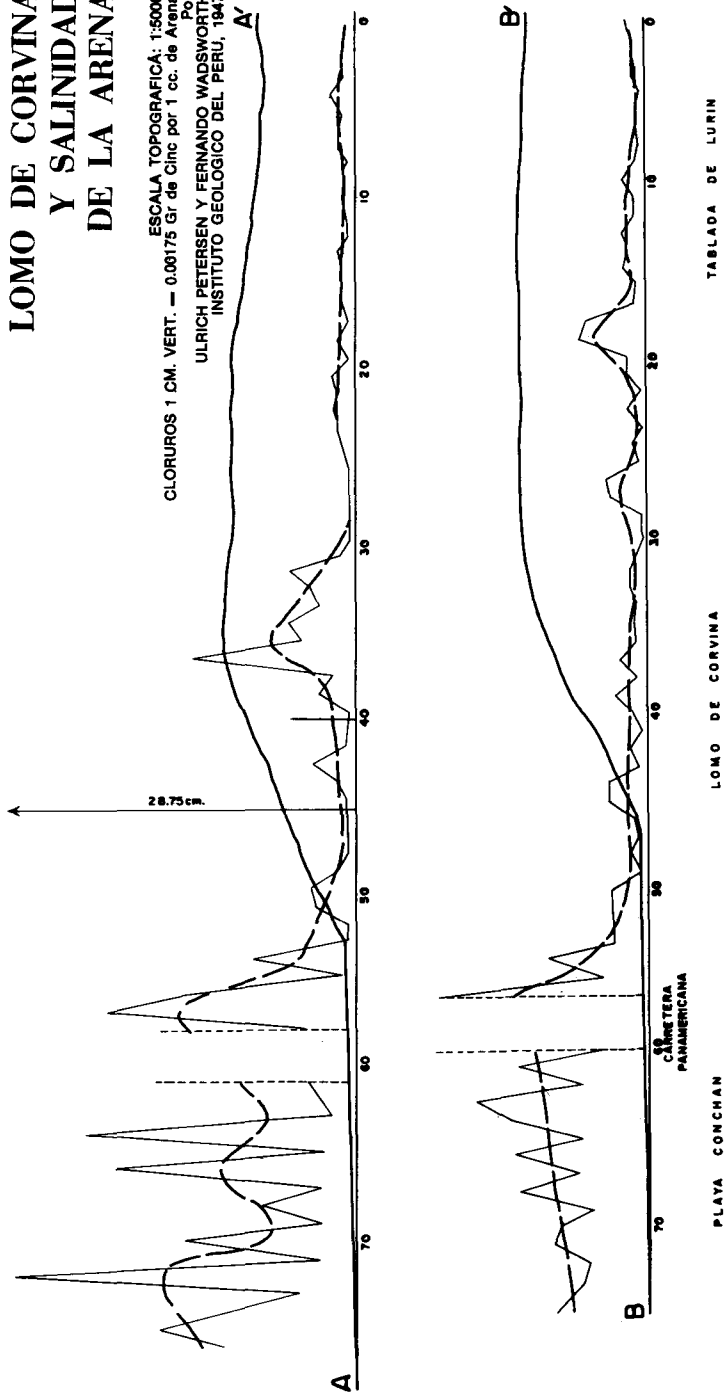


dm³ de arena; el segundo a 760 m. horizontales y 122 m. de altura conteniendo 2.63 gr. de NaCl por dm³ de arena.

La humedad atmosférica, especialmente en invierno, es normalmente alta en la faja desértica de la costa, pero se producen raramente precipitaciones de consideración, según evidencian los valores bajos del promedio anual observados en las estaciones meteorológicas situadas en el litoral (cuadro N° 5). Se trata ocasionalmente de chubascos de corta duración en áreas reducidas, pero en la mayoría de los casos, de lloviznas diminutas a partir de las neblinas persistentes que ocurren durante los meses de invierno. Las condensaciones diarias suelen ser

PERFILES LOMO DE CORVINA Y SALINIDAD DE LA ARENA

ESCALA TOPOGRAFICA: 1:5000.
CLORUROS 1 CM. VERT. — 0.00175 Gr de Cinc por 1 cc. de Arena.
Por: ULRICH PETERSEN Y FERNANDO WADSWORTH.
INSTITUTO GEOLOGICO DEL PERU, 1947.



Cuadro N° 5

Precipitaciones (lloviznas) en la costa peruana
(Promedio anual en mm.).

	s.n.m. Altura m.	Knoch 1930	Rudloff * 1959	Schweiger 1964	Schroeder 1969	Valdivia Ponce ** 1959
El Alto	254				63	
Talara	5		22 (1943-56)	17.8	18	
Piura	55	26			44	
Lambayeque	30		23 (1936-56)		21	
Chiclayo	59	17	5 (1944-56)	9.58	19	
Cayaltí	90		32 (1937-56)		35	
Guadalupe	100		18 (1937-56)			
Pto. Chicama	10				5	
Casa Grande	150		17 (1938-56)		16	
Cartavio	116		12 (1944-56)		12	
Trujillo	60	30	3 (1952-56)	2.01	2	
Chimbote	5				14	
San Jacinto	255				9	
Paramonga	36		15 (1938-56)			
Isla San Martín	50				27	
Lima, Parque Reserva.	128	48	34 (1928-56)	38.44		
Lima, C. de Marte	118				23	52.77
Lima, La Molina	237		21 (1930-56)		16	
Cañete	20		40 (1936-56)		50	
Pisco	34		2 (1942-56)	1.97	3	
Ica	402	12			4	
San Juan	20				11	
Lomas	18		3 (1949-56)	4.64		
Pampa Majes	1.400				7	
La Joya	1.255	0				
Vitor	1.693		25 (1937-56)		22	
Mollendo	24	22				
Moquegua	1.420	61	9 (1935-56)		7	
Tacna	568		43 (1937-56)		52	

ALREDEDORES DE HUACHO		Distancia en km.		Schroeder
		del mar	de las salinas	Com. personal
Camay	98	3	40 al N	1.6
Alcantarilla	120	11	25 " NNE	7.4
Santa Rosa	41	20	30 " ENE	6.5
Humaya	310	23	30 " NNE	0.0
Andahuasi	470	40	40 " ENE	12.3

* Las cifras en paréntesis indican los años de observación.
** Medio de 29 años de observación.

Cuadro N° 6.

*Precipitaciones, lloviznas y condensaciones de las neblinas
Lomas de Lachay (Huacho) 400 m.s.n.m.
A la interperie; en mm.*

AÑO	A	B	C	D	OBSERVACIONES
1931	167.88				Fuentes:
2	178.88				
3	157.40				A (1931-1942) Departamento de Meteorología del Minist. Aeronáutica.
4	253.40				B (1940-1966) Roessl (1967).
5	246.45				C (1944-1971) ElleMBERG (1959 a).
6	283.69				
7	259.05				
8	221.00				D (1967-1971) Roessl (Gentil comunicación personal).
9	127.80				
1940	236.90	220.50			
1	331.93	324.70			
2	216.69	219.54			Años de observación: 41
3		156.14			Promedio anual: 165.75 mm.
4		113.87	131		25 años inferiores al promedio
5		133.69	145		16 " superiores " "
6		187.04	194		
7		165.65	175		
8		216.43	219		NOTAS:
9		205.40	204		Las discrepancias entre las columnas no se han podido aclarar.
1950		145.10	148		Año 1971 comprende sólo los meses de enero a agosto.
1		153.20	159		
2		159.40	159		
3		195.40	197		
4		121.20	121		
5		153.10			
6		104.20			
7		165.80			
8		121.50			
9		102.30			
1960		109.87			
1		100.31			
2		118.07			
3		152.50			
4		87.27			
5		207.15			
6		149.70			
7				128.0	
8				165.7	
9				85.2	
1970				138.1	
1				76.4	
2					

insignificantes y, según la ubicación particular de cada localidad, el promedio anual varía sólo entre 0 y 60 mm. Se han agregado al cuadro N° 5 los datos correspondientes de cinco estaciones meteorológicas cercanas a Las Salinas de Huacho, que agradecemos al Dr. Rudolf Schroeder; son típicas para toda la región, fluctuando sus promedios anuales entre 0 y 12.3 mm. Precipitaciones tan ínfimas no producen escorrentías de agua, más bien percolan en las arenas y luego evaporan rápidamente, no teniendo ningún rol en el régimen de las salinas.

En la zona de vegetación de las Lomas de Lachay la condensación de la humedad de las neblinas, por las condiciones topográficas, es mayor que los valores de la faja desértica, pero aunque las precipitaciones se producen en los pocos meses de invierno, el promedio anual en 41 años de observación es tan sólo de 165.75 mm. (Cuadro N° 6 y Fig. N° 6).

Se debe tener presente que este valor corresponde exclusivamente a una altura de unos 400 m.s.n.m. y que a menor y mayor nivel el total de la precipitación es considerablemente inferior. Las condensaciones diarias son por tanto mínimas y no originan ningún escurrimiento de agua, que más bien evapora o percola hacia abajo. La humedad que se acumula en el subsuelo durante el invierno es exigua, alcanzando apenas 2 m. de profundidad, según las observaciones que hizo Ellenberg (1959 a, p. 58 y fig. 6).

Los ríos permanentes de Huaura y Chancay son los únicos más cercanos; distan de Las Salinas 18 km. al norte y 50 km. al sur, respectivamente, estando separados de la depresión salina por divisorias constituidas por rocas ígneas y sedimentarias que impiden la filtración lateral del agua fluvial, y por ende su alegada influencia en el sistema de las salmueras no existe.

5.661.2

ASPECTO GEOLOGICO

Los procesos genéticos del depósito de sal de Huacho consisten en dos fases: 1° Relleno gradual de una laguna costanera con arena y evaporitas, formándose en el subsuelo un extenso cuerpo de yeso y sal común o de sodio; y 2° Producción continua de sal en evaporadoras a partir de agua de mar que percola a través de la barra de arena en la playa.

Tschudi (1846, I, p. 308) fue probablemente el primero que reconoció, en 1841, el fenómeno que se realiza en Las Salinas de Huacho. Escribe: "La sal se origina por evaporación natural del agua del mar, que percola a través de la arena de la playa y rellena todas las cavidades".

Pflücker, hace medio siglo (1919), aclaró de un modo general, aunque no íntegramente, el proceso que se desarrolla en la superficie, agregando más tarde otras observaciones (1948).

Investigamos por nuestra parte, en los años 1956 y 1957, la estructura del yacimiento con miras de extraer del subsuelo salmuera concentrada para intensificar la producción de sal (Petersen G., 1957 y 1959 a). Se practicaron 20 sondajes tubulares con un total acumulado de 250 m. lineales. El pozo N° 1, perforación más profunda con 43.58 m. lineales, se inició en la cota -5m. y alcanzó 48.58 m. debajo del nivel del mar. La profundidad de los demás pozos está de acuerdo a la estructura interna del depósito salino. Como base topográfica para la ubicación de los otros sondajes, estudio de campo y trazo de los perfiles geológicos sirvió el "plano a curvas de nivel de las salinas de Huacho" (1927), (copia del Ing. Luis Pflücker). Esta investigación puso en evidencia la existencia en el subsuelo de capas de sal y yeso en alternancia con arena y un proceso de cristalización de sal en la superficie.

5.661.3

GENESIS DEL DEPOSITO DE SAL DE LAS SALINAS

5.661.31

PRIMERA ETAPA

5.661.311

ASPECTO GENERAL

La cuenca de Las Salinas consistía originalmente en una bahía semicircular, cuyo lado abierto coincidía más o menos con la línea de playa actual, siendo su largo de unos 20 km. y el ancho mayor de unos 7 km. Su profundidad, en el lado oriental, habría sobrepasado los 50 m. Un espigón natural de arena convirtió la bahía, primero, en albufera y luego en laguna. Se presume por el tamaño de los lamelibranquios extraídos durante la perforación de los sondajes, que la laguna se estableció cuando la bahía se habría rellenado hasta más o menos la cota -23 m.

Una vez que la extensión original de la laguna, de 4,520 Ha. se había reducido a unas 1,200 Ha., la salmuera, por evaporación del agua, se habría concentrado suficientemente como para que se iniciara la precipitación de yeso, y cuando el área se achicó a unas 450 Ha., o sea a la décima parte de la superficie primitiva, recién comenzó la precipitación y cristalización del cloruro de sodio, sal común; desde entonces se hace presente también arena de grano fino, probablemente de origen eólico.

Se nota una repetición de la secuencia normal de arena, yeso y sal, lo que demuestra que hubo una o más interrupciones en el desarrollo del proceso normal de la evaporación debido a

nuevos aportes de agua marina, anomalías que suelen observarse también en otros depósitos de sal. En el caso de Huacho se podría pensar en roturas de la barra playera de arena, caso que ocurre de vez en cuando en las albuferas, durante las bravesas de mar, originadas por tempestades en pleno océano o durante maremotos que azotan de tarde en tarde al litoral, produciéndose inundaciones espectaculares de los terrenos bajos de la costa.

El aspecto morfológico y estructural del espigón natural de arena, pone en evidencia que tales catástrofes habrían ocurrido durante la existencia de la cuenca salar. En colación con tales eventos, conviene describir lo sucedido durante el sismo y maremoto del 17 de octubre de 1966, que, aunque sus efectos pudieran haber sido considerablemente menores que otros sucedidos en el pasado geológico subreciente, puede servir de modelo ilustrativo.

En ese día, grandes áreas de terreno con superficies por debajo del nivel del mar, se anegaban bajo una capa de agua de más de medio metro de profundidad. Las sacudidas sísmicas derrumbaron paredes de viviendas y corrales construidos de ladrillos, mientras todo lo edificado de madera quedó intacto. En el primer momento se atribuyó la inundación a la compactación que habría experimentado la arena de las capas superiores, impulsándose hacia arriba el agua contenida en los intersticios en forma similar a lo que sucede cuando se camina en una playa mojada. Empero, pronto se comprobó que se trataba de una incursión de agua del mar que había rebosado al espigón playero de más de 3 m. de altura s.n.m. La distribución de los detritus arrastrados, evidenció un frente de invasión de varios kilómetros de ancho y un avance tierra adentro de 800 a 1,000 m. en algunos sitios. Con todo, el agua marina no alcanzó a la Laguna Madre debido a su pronta percolación en capas arenosas de la superficie, desplazándose rápidamente en el subsuelo hacia la parte más baja de la depresión donde volvió a asomarse. A los pocos días de haber ocurrido el fenómeno, el agua iba mermando, restableciéndose a las dos semanas la situación normal. Una especie de "rajadura" de un desplazamiento de 10 a 15 cm. y de una extensión de 3 km. en dirección norte a sur entre el campamento y el gramadal, muestra que efectivamente hubo también una especie de compactación en el subsuelo, pero no se pudo apreciar si habría tenido alguna influencia en el afloramiento y la desaparición acelerada de la inundación.

Prevalece la evidencia de que existe actualmente un equilibrio en la cota -5 m. en el sentido de que la depresión no se rellena más por acción del mar, sino más bien por actividad eólica, es decir por migración de arenas y dunas, así que la producción de sales en la actualidad está limitada a los proce-

sos de evaporación que se desarrollan en la superficie (circuito superior).

5.661.312

ASPECTO DE LA ESTRUCTURA SUBTERRANEA

El cuerpo de sal común se halla en la porción noroeste de la depresión, teniendo una configuración sensiblemente ovalada con un eje N—S de 3.3 km. de largo y otro W a E, de 1.8 km. El espesor efectivo de las capas de sal es variable; en el sector occidental asciende a un total de 7.77 m; en el sector oriental la potencia es de 4 a 5 m. y en las inmediaciones del centro administrativo de 1.32 y 2.75 m.

Las arenas de relleno de la laguna antigua, cuyo espesor sobrepasa la cota -48.50 m., se hallan repletas de salmuera. Parte de esta salmuera es posiblemente singenética y el resto se debe a percolación del agua del mar a través de la sección inferior del espigón playero. La densidad de la salmuera varía: fuera del cuerpo de sal, fluctúa entre 7.9° Bé y 14° Bé, en término medio 10° Bé. En cambio, la salmuera almacenada en las arenas que alternan con los estratos de sal, tiene densidades entre 25.0° Bé y 25.91° Bé. Este estado de casi saturación hace suponer un enriquecimiento secundario debido a la disolución parcial de sal del subsuelo.

En las zonas marginales cubiertas por yeso se ha encontrado salmuera con elevado valor de 20° Bé por debajo de salmuera de 10° Bé en promedio; fenómeno que se explica a satisfacción por corrientes convergentes de agua procedentes del área del cuerpo salino. Conviene anotar otro hecho: que las salmueras en las arenas del subsuelo de 25.69° Bé, halladas en la perforación N° 16, pertenecen al circuito inferior; siendo distintas a las del circuito superficial de sólo 23° Bé que alimentan las pozas evaporadas vecinas.

El volumen de las salmueras almacenadas en el subsuelo de la depresión, debajo del nivel del mar, se estima en 45 millones de metros cúbicos. Al bombearlas se reemplazaría el volumen extraído por afluencia, primero de la propia depresión y, luego, por agua del mar que percola de acuerdo a la gradiente hidráulica. La cantidad de sal común (NaCl) contenida en el cuerpo compacto de sal y en la salmuera, no se puede determinar exactamente con los datos disponibles, pero de un modo general se estima en varios millones de toneladas, sin incluir la porción de sal que se produce anualmente por evaporación directa en la superficie a partir del agua del mar.

5.661.32

SEGUNDA ETAPA

5.661.321

CIRCUITO SUPERIOR

Existe evidencia suficiente de que el agua del mar que percola constantemente a través de la barra costanera en un frente de unos 7 km. de ancho, discurre por lo menos en tres cursos subterráneos separados; uno que va directamente a la Laguna Madre, otro en dirección a la zona de la yesera y un tercero hacia la Pampa El Niño. Por tener características diferentes, se describirán como A, B, y C; pero, en cada caso, en las condiciones actuales de clima, las evaporitas de sal se constituyen en la superficie, siguiendo el mismo proceso de concentración de la salmuera y la cristalización fraccionada, que es característica para las salinas marginales.

5.661.321.1

CORRIENTE FREATICA MERIDIONAL (A)

El agua del mar que percola a través de la barra playera, recorre una distancia subterránea de 1,200 a 1,600 metros; emerge después a la superficie entre las cotas -1.75 y -2.00 m. en fuentes pequeñas, llamadas también "ojos de agua". Unas 17 nacientes, que después de un recorrido de 500 a 2,000 metros se reúnen en siete alimentadoras desembocando en la "Laguna Madre", que tiene una extensión de unas 51 Ha. y representa el resto de la Laguna antigua. El nivel de la Laguna Madre se halla en la cota -4.92 m; siendo su profundidad máxima de 4 m; su fondo se halla en la cota de -9.00 m.

La cantidad de agua marina que fluye en las alimentadoras varía en el transcurso del día, corriendo al máximo en las horas de alta mar. La salmuera, cada vez más concentrada, es conducida por medio de canales a los estanques de evaporación final. Estas pozas, en la mayoría de los casos, tienen una configuración irregular, pero las de hechura moderna son rectangulares, su fondo impermeabilizado contra filtraciones y suficientemente reforzadas como para permitir el tránsito de los vehículos recolectores de la sal.

5.661.321.2

CORRIENTE CENTRAL DE SALMUERA (B)

La corriente central de salmuera se dirige hacia el sector de la fábrica La Yesera y los pozos de evaporación La Huerta, San

Gerónimo, San Ramón, San Antonio y otros. Más de la mitad de este sistema hidrológico se halla oculto por un manto de arena movediza que avanza desde la playa oceánica en dirección norte y noreste. A la distancia de unos 2 km. del mar se traslucen débilmente a través de la arena pequeñas lagunitas u ojos de agua, pero no se pueden reconocer ni alimentadores ni salidas de agua. Parece que la salmuera fluye por entre las capas de yeso superficiales hacia las numerosas lagunitas al oeste y al suroeste de la fábrica de yeso. En los meses de invierno, cuando hay poca evaporación, sube en estas lagunitas el nivel de la salmuera, inundándose a la vez el terreno intermedio. La densidad del agua de todos estos afloramientos fluctúa entre 10° y 11° Bé, es decir que es debajo del punto de la cristalización del yeso. La salmuera avanza lentamente a los pozos de evaporación mencionados donde en reposo se concentra lo suficiente para que se inicie la cristalización de las sales diferentes.

5.661.321.3

CORRIENTE SETENTRIONAL DE SALMUERA (C)

La corriente setentrional de salmuera se inicia —o se bifurca de la anterior (B)— a la altura de la Playa Grande, en el extremo noroeste de la barrera playera; se desplaza en forma subterránea bajo el gran manto de arena movediza, mencionado en el capítulo anterior, a lo largo del pie del macizo del cerro Sanú, atravesando un estrecho que existe entre éste y una lomada baja de unos 25 m. de altura que separa las áreas de la fábrica La Yesera y la Pampa El Niño. (La lomada, coronada por una cruz votiva, figura en la Carta Nacional en escala 1: 100,000, Hoja 23-h, Huacho).

Según las curvas a nivel, indicadas en el plano de Pflücker, el punto más alto de este paso se halla en la cota -3.00 m. La primera fuente de salmuera surge en la cota -4.50 (aproximadamente), siendo la densidad de 13.2° Bé; la misma graduación que se observa también en las arenas del primer metro superior del sondaje N° 13. (Nótese que en esta perforación, a partir de los 3 m. de profundidad, se encuentra salmuera de 23 - 24.4° Bé, pero que pertenece al circuito inferior del sistema de Las Salinas).

Esta primera fuente genéticamente corresponde a los afloramientos de salmuera de 10 - 11° Bé en la zona de La Yesera. La diferencia entre la densidad de ambos lugares se explicaría por mayor evaporación durante el recorrido más largo en el caso de la corriente setentrional. Según se puede apreciar en las aerofotografías de la región, la salmuera, al desembocar de la fuente, sigue una distancia de unos 2.5 km, en dirección al este,

hasta que se pierde debajo del manto de arena que bordea las evaporadoras por su lado oriental. Una parte de esta salmuera se evacúa hacia las pozas San Ricardo, San Emilio, San Carlos, San Arnaldo, San Fernando y El Niño N° 1, entre otras.

En la Pampa El Niño, donde la Empresa de la Sal ha construido recientemente cinco evaporadoras modernas de 200 por 200 m. cada una, que están revestidas con muros hechos de bloques de sal, ocurre en una esquina de la evaporadora nor-oriental la disolución de los bloques de sal y la sal granulada del piso. Este fenómeno se podría atribuir a la acción de la salmuera de baja graduación referida, que percola parcialmente al interior de esta evaporadora.

5.661.33

PROCESO DE CRISTALIZACION DE LAS SALES

La salinidad de los océanos varía entre límites reducidos; el promedio es de 35 0/00 en la superficie y de 34.85 0/00 en los océanos en general, incluso las aguas de profundidad. Según expone Zuta y Guillén (1970, p. 176): "En el Pacífico sur, el máximo de salinidad pasa de los 36.5 0/00, y las salinidades mínimas se encuentran al lado noreste de las Galápagos (alrededor de 32 0/00) y frente a la costa meridional de Chile (alrededor de 33 0/00). Los mismos autores indican para la Corriente Costera Peruana (o Corriente de Humboldt) el rango de salinidad en 0/00 como sigue:

Franja	Verano	Otoño	Invierno	Primavera
Al este de 86° W	35.6-33.7	35.5-34.3	35.5-32.0	35.6-33.8
hasta las 100 mi- llas	35.5-33.7	35.3-34.3	35.3-32.0	35.2-33.8
hasta las 50 mi- llas	35.5-33.7	35.1-34.3	35.2-32.0	35.1-33.8

Frente a la propia costa peruana, la salinidad del mar, según las observaciones del crucero *Unanue*, efectuadas entre febrero de 1964 y noviembre de 1968 y publicadas en el Atlas Bío-Oceanográfico del Instituto del Mar del Perú (IMARPE, 1964 y ss.), es como sigue:

DEPARTAMENTO DE LIMA

Frente al puerto	Nº de observaciones	Amplitud 0/00	Promedio 0/00
Cabo Blanco	10	33.0 - 35.1	34.14
Talara	20	33.6 - 35.2	34.55
Chimbote	20	34.8 - 35.1	34.93
Huacho	21	34.8 - 35.1	34.96
Callao	21	34.9 - 35.1	34.97
Mollendo	19	34.7 - 35.1	34.86

Se ha comprobado la presencia en el agua del mar de más de 30 elementos; sin embargo, algunos en concentración ínfima. La composición de las sales en el agua oceánica, según Lotze (1957) es muy uniforme; para los fines de este estudio se indican las cantidades más significativas:

Agua del mar	1.000.00 g
Contenido sal, NaCl	27.21 „
Cloruro de magnesio, MgCl ₂	3.81 „
Sulfato de magnesio, MgSO ₄	1.66 „
Sulfato de Calcio, CaSO ₄	1.26 „
Sulfato de Potasio, K ₂ SO ₄	0.86 „
Carbonato de Cal, CaCO ₃	0.12 „
Bromuro de magnesio, MgBr ₂	0.08 „
Fe, SiO ₂ , PO ₄	0.08 „
(Fe, Al) ₂ O ₃	0.08 „

Análisis del agua del mar según Clark:

% de las sales disueltas

Cl	55.04
Na	30.62
SO ₄	7.68
Mg	3.69
Ca	1.15
K	1.10
CO ₃ HCO ₃	0.41
Br	0.19
Trazas de Si, P, Fe, Al, Fe ₂ O ₃	

Ver también Cuadro N° 21: Datos analíticos de agua del mar peruano.

HISTORIA MARITIMA DEL PERU

La concentración gradual de la salmuera durante su recorrido en la depresión debajo del nivel del mar, se pone de manifiesto en la relación que sigue:

Fecha de observación: 24 de octubre de 1956

Análisis químicos: Sr. Davis

Ubicación	Densidad ° Bé	Contenido de sales			
		NaCl g/l	MgCl g/l	CaSO g/l	MgSO g/l
1 Agua del mar	3.5	27.21	3.81	1.66	1.26
2 Alimentadora a 1,100 m. del mar y a 20 cm. debajo de la superficie	4.5	30.35	3.95	2.05	2.38
3 Alimentadora mayor a 500 m. de la Laguna Madre	10.0	70.64	8.76	5.53	4.76
4 Laguna Madre	19.0	206.2	20.93	15.93	4.76
Laguna Madre Ensenada Este (23.11.66)	21.0				
Evaporadoras	25-26				

Los primeros precipitados consisten en lodos fétidos o sea fangos orgánicos de color negro con olor a hidrógeno sulfurado, H₂S, que se originan por reducción de los sulfatos y descomposición de materia orgánica. El H₂S precipita el fierro contenido en el agua del mar. Al oxidarse el lodo negro cambia a un tono parduzco y cuando seca se diageniza, convirtiéndose en sapropel. Su precipitación se inicia en las alimentadoras, pero la mayor parte se acumula en la Laguna Madre. Cuando la con-

centración de la salmuera dentro de esta última llega a 16° Bé, el yeso comienza a precipitarse en cristales diminutos que se incorporan al fango

Según las condiciones de concentración y la temperatura de la salmuera, el carbonato de cal se precipita en forma amorfa, entrando al sapropel a manera de limo de color blanco.

Wetzel (1964) manifiesta que en el sapropel se observan partículas azul verdosas y rosadas; atribuye el color azul verdoso a algas azules y el rosado a bacterias. Entre los fragmentos del lodo aislados en agua destilada se obtuvieron tejidos y nódulos fibrosos de algas; su naturaleza orgánica se comprobó por la luminiscencia característica al exponerlos a la luz UV.

En la cristalización inicial predominan, según Wetzel, las formas idiomorfas que alcanzan con frecuencia diámetros mayores a un cuarto de milímetro. En las capas inferiores del lodo sapropélico los cristales del yeso tienen varios centímetros de largo, lo que se atribuye a recristalización. Las impurezas orgánicas incluidas han perdido su color, apareciendo como pigmento negro. La materia orgánica del lodo se oxida rápidamente; el producto CO_2 de este proceso se encuentra como inclusión en el líquido de cristalización. Al agregar a una solución un poco de NH_3 se precipita una pequeñísima cantidad de un carbonato en forma de esferas diminutas, probablemente de Gaylussita, Natrocalcita, $\text{CaNa}_2(\text{CO}_3)_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ (Wetzel, 1964, pág. 351).

La cristalización de yeso, $\text{CaSO}_4 + \text{H}_2\text{O}$, y de anhidrita, CaSO_4 , depende de la temperatura y concentración de la salmuera. El yeso se precipita de una salmuera saturada por debajo de los 42°C y la anhidrita por encima de esta temperatura. Fuera de ello, la mitad de todo el sulfato de calcio cristaliza antes de que se pueda precipitar la anhidrita. Por tanto, a las temperaturas del ambiente usual se deposita yeso; en caso de presencia de anhidrita, éste se habría cristalizado a una temperatura superior a los 42° C o sería el producto de la transformación de yeso en anhidrita. De otro lado sólo a partir del momento en que empieza la precipitación del cloruro de sodio, se puede formar anhidrita. Cambios de temperatura pueden originar alternancias en la secuencia anhidrita-yeso, como también transformación de una especie mineral en otra (Bateman, 1957, p. 208).

En los alrededores de la fábrica de yeso al pie del C° Sanú se pueden observar ejemplos de transformación de anhidrita en yeso, que por absorción del agua ocupó mayor espacio que la anhidrita; en consecuencia, las capas de yeso secundario aparecen con convexidades o bóvedas.

En condiciones ideales se distinguen cuatro etapas de cristalización, que dependen de la reducción del volumen original del agua, concentración de las salmueras y condiciones de temperatura; según Jaeneke (1915), Lotze (1957) y Borchert (1959) existe la correlación:

HISTORIA MARITIMA DEL PERU

Proporción de la reducción del volumen de agua (expresado en partes)	Evaporitas	Proporción en % del total de la materia originalmente presente. % Etapa
1,000. a 619.0	Carbonato de cal, hidróxido de fierro	ca 1 I
619.0 a 82.3	Yeso $\text{CaSO}_4 + \text{H}_2\text{O}$	3 II
83.3 a 74.8	Sal y yeso	9
74.8 a 48.9	Sal y anhidrita	30
48.9 a 15.7	Sal y polihalita	30 69 III
15.7 a 0	Sales amargas (Mg,K)	27 IV
		100%

Aunque la mayor parte se precipita antes que la sal común, en todas las fases de la concentración de la salmuera, siempre hay algo de yeso como lo demuestran los datos que obtuvo Elscher (en Lotze, 1957, p. 129) de sus observaciones practicadas en las salinas de California. En la primera cristalización a los 16° Bé, el yeso incluye a veces sulfato de sodio, Na_2SO_4 . Los datos de Elscher son los siguientes:

<i>Cristalización de yeso y sal en función de la densidad de la salmuera</i>		
Densidad ° Bé	Yeso, en o/oo (igual a gramos en 1,000 cc. del agua de mar)	Sal Común NaCl
16.0 - 17.5	0.73	
17.5 - 20.0	0.24	
20.0 - 22.5	0.19	
22.5 - 25.0	0.08	
25.0 - 26.5	0.07	24.0 - 25.0 Comienzo
26.5 - 27.5	0.07	25.0 - 26.0 Mayor Parte
27.0 - 28.5	0.07	26.0 - 31.5 Resto
28.5 - 30.0	0.01	
30.0 - 31.5	0.002	

Cuadro N° 7

Producción de sal en Las Salinas de Huacho en toneladas métricas

1900		1940	25,065
1		1	10,180
2		2	11,985
3	2,074	3	6,272
4	1,920	4	19,524
5	2,535	5	26,745
6	2,620	6	28,002
7	3,234	7	30,964
8	2,804	8	34,411
9	2,715	9	30,351

	18,702		223,499
--	--------	--	---------

1910	3,000	1950	31,384
1	3,962	1	35,559
2	3,775	2	39,528
3	4,146	3	45,455
4	4,465	4	45,298
5	4,380	5	44,865
6	4,645	6	48,293
7	5,144	7	53,069
8	5,523	8	26,729
9	6,045	9	52,105

	44,815		422,285
--	--------	--	---------

1920	6,520	1960	48,271
1	7,249	1	45,387
2	7,124	2	46,312
3	13,177	3	41,504
4	8,212	4	52,372
5	14,943	5	46,559
6	11,158	6	59,048
7	20,304	7	75,777
8	10,278	8	54,936
9	12,093	9	46,188

	111,058		516,354
--	---------	--	---------

1930	11,408	1970	70,458
1	11,109		
2	9,395		
3	4,428		
4	16,658		
5	18,706		
6	16,552		
7	17,576		
8	12,423		
9	21,691		

	139,946
--	---------

Total (68 años): 1'476.659 Ton.

Fuentes: Boletines estadísticos del Cuerpo de Ingenieros de Minas, Dirección de Minería, Ministerio de Energía y Minas y Empresa de de la Sal.

HISTORIA MARITIMA DEL PERU

La salmuera residual, a mayor concentración, se enriquece con las sales de magnesio y potasio, cuya concentración por evaporación se dificulta, pues en la superficie se forma una capa gruesa de compuestos, cuyo tratamiento requiere un procedimiento especial.

Durante la etapa de cristalización de la sal de sodio, la parte superior de la salmuera se torna algo más densa que el resto del líquido, de modo que los cristales de sal, al formarse flotan al principio y sólo a medida que crecen van hundiéndose al fondo. Cuando la salmuera alcanza los 30°Bé, contiene todavía alrededor de 12% de sal de sodio, pero es costumbre en Las Salinas interrumpir el proceso, drenando la salmuera residual o "aguas madres" por medio de canales o bombeo para evitar la contaminación de la sal de sodio con sales amargas (K, Mg, etc); mas bien se agrega en reemplazo salmuera de menor graduación, repitiendo el turno de precipitación una o varias veces hasta que la capa de sal tenga un espesor de 15 a 20 cm.

La sal cruda recuperada de las evaporadoras se lava enseguida, primero con salmuera concentrada y luego con agua fresca para eliminar los vestigios de las sales amargas y las impurezas terrosas. La sal común final es de color claro, pero pequeñas cantidades de hierro (0.00002%) le dan un tono amarillo rojo y las sustancias orgánicas reductoras, un color grisáceo blanco. En el lavado, la sal pierde de 15 a 20% de su peso bruto debido a la eliminación de las impurezas insolubles y a su disolución parcial. La sal cruda, una vez amontonada para secar, comienza a aglutinarse, formando una masa compacta con pérdida de su estructura cristalina.

La composición de la sal cruda producida en Las Salinas de Huacho y después de lavada, se observa en los datos siguientes:

Compuesto	Sal cruda	Sin lavar	Sal cruda Lavada Refinada secada		Sal grano (Materia prima)	Sal refinada (Producto acabado)
	Maldonado 1943		López y Romero. 1964		Levi Rendón 1967	
NaCl	98.80%	94.78%	96.35%	99.78%	92.324%	99.801%
MgCl ₂	0.17	1.02	0.10	0.03	0.679	0.050
CaSO ₄	—	0.58	0.40	0.01	2.535	0.041
MgSO ₄	—	0.67	—	—	—	—
Na ₂ SO ₄	0.55	—	—	—	—	—
CaCl ₂	0.34	—	—	—	1.218	0.040
Na ₂ CO ₃	0.08	—	—	—	—	—
Insoluble	0.05	—	—	—	0.344	0.010
Humedad	—	2.94	2.48	0.23	2.882	0.058
	99.79	99.99	99.33	100.05	100.000	100.000

5.661.331

PRODUCCION DE SAL DE SODIO

No tenemos datos sobre la producción de sal de sodio en Las Salinas de Huacho durante los siglos pasados. Es evidente que el volumen no fue muy grande; en el presente siglo la extracción de sal se ha ido incrementando desde 2,000 a más de 70,000 toneladas al año. La producción de los 68 años entre 1903 y 1970 asciende a un total de 1'476,659 toneladas métricas (Cuadro N° 7), sin incluir la sal elaborada a partir de salmuera bombeada del subsuelo por Alcalis Peruana S.A. y Química del Pacífico S.A., que explotan áreas adyacentes a las de la Empresa de la Sal.

El año 1970 representa el último que registra el volumen de sal obtenida por la Empresa de la Sal por evaporación directa de agua del mar, porque a partir de 1971 produce, además de la forma tradicional, sal de salmuera extraída del subsuelo por medio de un pozo tubular situado a unos 700 m. de distancia al NE de la fábrica de yeso.

Se requieren aproximadamente 37 metros cúbicos de agua marina para producir una tonelada de sal de sodio. Considerando que el rendimiento de sal durante 1970 ascendía a 70,458 toneladas métricas, se infiere que durante este año, en los tres circuitos, circuló agua del mar en el orden de 2'500,000 metros cúbicos y que durante los 68 años detallados en el cuadro N° 7 el volumen fue no menor que 50 millones de metros cúbicos. Estos hechos permiten apreciar las cantidades significativas de bromo, magnesio y potasio que en el transcurso del tiempo podrían haberse recuperado de las salmueras amargas o aguas madres que en la actualidad no se aprovechan.

Potasio.— En las Salinas de Huacho, según acaba de decirse, circula anualmente agua del mar en el orden de 2'500,000 metros cúbicos más la cantidad de salmuera extraída del subsuelo. Entre elementos de valor figura el potasio. Ningún estudio al respecto, ni datos exactos del flujo de los líquidos y de la salmuera residual existen en Huacho, no pudiéndose aún cuantificar una recuperación del potasio. Con todo, para conocer, tentativamente, la magnitud de la concentración del potasio en las salmueras residuales, se sometieron tres muestras al análisis, que agradecemos al Servicio Industrial de la Marina.

Una muestra de agua del mar peruano, en un sitio libre de contaminación, se tomó al pie de los acantilados del cerro Lapa Lapa, a una distancia de 4 km. al sur de Chilca, y las otras dos se obtuvieron de las salmueras residuales de las pozas de evaporación San José y Rosario en Las Salinas de Huacho, en su última fase de concentración, poco antes de ser eliminadas para

HISTORIA MARITIMA DEL PERU

proceder a la extracción de la sal de sodio. Los análisis indican el contenido de potasio como sigue:

	ppm	%	Cuadro N°
Agua del mar, frente al cerro Lapa Lapa (Chilca)	345.5	0.032 45	21
Salmuera de la poza San José (Huacho).	12,245	1.224 5	22
Salmuera de la poza Rosario (Huacho).	20,500	2.05	22

Las salmueras residuales ponen en evidencia un enriquecimiento del potasio de 37 y 60 veces, respectivamente, mayor que su contenido original en el agua del mar.

Aumentos significativos experimentaron también el magnesio y la salinidad.

5.661.34

FAUNA Y FLORA DE LAS SALINAS

En las alimentadoras, lagunas y evaporadoras de Las Salinas de Huacho existe una fauna y flora abundante que aún es poco conocida. Abundan algas clorofíceas (algas verdes), rodofíceas (algas rojas) y algas cianofíceas (algas azules), caracterizándose estas últimas por sus pigmentos rojos. Maldonado (1943, p. 50) cita entre las algas las especies:

- Anacystis elabens* (Breb) Setch y Gardn.
- Entophysalis granulosa* Kaetz.
- Oscillatoria amphibia* Gom.
- Oscillatoria tenuis* Gom.
- Pleurocapsa fulginosa* Hanck.
- Spirulina subsalsa* Gom.

El mismo autor (1943, p. 48) menciona la presencia de *Artemia* (*Callaonella*) *jelskii* Kulezyski, un pequeño crustáceo de 1 cm. de largo y de color rojo, que con frecuencia abunda, viviendo aun en salmueras de concentración alta. Las lagartijas de color negro se presentan en cantidad considerable. En algunas estaciones del año se observan grandes bandadas de flamencos, *Phoenicopterus verber chilensis*, pescando en la Laguna Madre y aguas estancadas. Respecto a las demás especies de la avifauna, consúltese H. W. y M. Koepcke (1951).

5.661.35

TEMPERATURA DEL AGUA EN LAS POZAS DE BAÑO

Al oeste de la fábrica de yeso, existen las pequeñas pozas ya mencionadas, muchas de ellas conocidas desde largo tiempo como baños medicinales de Huacho, por cuya razón se han construido a su lado vestidores y una glorieta; a otros se les ha provisto de muros de abrigo confeccionados con bloques de yeso.

El agua, que es de gran transparencia, fue analizada por A. Vaccaro, en junio de 1939, en el laboratorio de la antigua Escuela de Ingenieros, hoy Universidad Nacional de Ingeniería (Maldonado, 1943, p. 29), con el siguiente resultado:

Densidad a 20° C.	1.09	igual a 11° Bé
Color		incolore
Residuo seco	155.496	g/litro (a 100° C)
Residuo fijo	129.500	g/litro (a 100° C)
NaCl	121.400	"
Sulfatos (SO ₂)	4.120	"
CaO	1.740	" (Como carbonato: 1.055) (como bicarbonato: 2.310)
MgO	2.410	"
SiO ₂	0.110	"
KCl	trazas	"

Alayza y Paz Soldán (1943, p. 279), al referirse a la poza, que tiene una profundidad máxima de un metro, situada al lado de la glorieta, alega que el agua fuertemente salada surge del suelo a una temperatura de más de 40° C, atemperándose con el ambiente hasta "tibio al cuerpo". Wetzel (1964, p. 350) menciona que el agua a la profundidad de algunos decímetros, es marcadamente más tibia, atribuyendo el fenómeno a la producción de calor por la descomposición de las masas de plantas que, muertas, se han hundido al fondo, y no tanto a la absorción de calor por la salmuera altamente concentrada.

En realidad en las salinas, el efecto del calentamiento del agua es tanto mayor cuanto más concentrada es la solución, porque con el aumento de la salinidad se disminuye el calor específico; es decir, se produce menor frío de evaporación, según evidencian ejemplos dados por Lotze (1957, p. 93). Empero, en el caso de Las Salinas de Huacho, tales diferencias de temperatura son de poco monto, debido a la profundidad reducida que poseen las pozas de baño y a la pequeña cantidad de materia orgánica que suele acumular en su fondo. Hemos constatado, por medio

HISTORIA MARITIMA DEL PERU

de un termómetro especial para mediciones en agua, los valores siguientes:

A.— Poza al lado de la Glorieta.					
Día	Hora	Temperatura		Densidad	
		Agua a la superficie	Aire		
		°C	°C	°Bé	
27.9.1971	1.00 pm	21	18	13.0	
B.— Poza a unos 100 m. al oeste de la anterior, estando protegida por una pared baja de bloques de yeso.					
Día	Hora	Temperatura			Densidad
		Agua a la superficie	Agua en el fondo (*)	Aire	
		°C	°C	°C	°Bé
12.7.1964	—	24.0	25.0	—	—
12.8.1964	12.00 m.	21.1	—	19.0	11
23.5.1965	11.00 am.	25.0	28.0	—	11
27.9.1971	12.30 pm.	21.0	21.5	19.0	10
(*) Profundidad: 1.20 m.					

En conclusión, se puede decir: 1° que no existe en las pozas, según se ha dicho ya, salmuera altamente concentrada; 2° que en consecuencia las temperaturas originadas por insolación no se elevan mucho; 3° que las variaciones de calor del agua dependen de la estación del año; y 4° que las temperaturas algo más bajas en la superficie son a consecuencia del estado ambiental (nubosidad y viento). Con todo, la diferencia, por pequeña que sea, entre la temperatura del aire y la del agua, basta para que una persona experimente al bañarse la sensación de "calor".

5.661.36

PRESENCIA DE AGUA DULCE EN LAS SALINAS DE HUACHO

La presencia, en las cercanías de Las Salinas, de un gramadal con agua dulce, carecía hasta ahora de una investigación

geológica¹⁵. Este gramadal se halla a unos 2 km. al este del campamento administrativo. Por su margen occidental corre la línea de la cota "O" (cero) y unos 500 m. al noreste se halla el hito SE de la base Las Salinas con la cota 1.73 m., pudiendo asumirse para la superficie del gramadal una altura entre 0.50 y 1.00 m.s.n.m.

El gramadal de Las Salinas, según una aerofotografía, se extiende sobre una distancia de 2.5 km. en dirección norte a sur. Su ancho de oeste a este varía entre 100 y 150 m., pero en la porción setentrional es de 300 m. El tamaño original, según la misma aerofotografía, se extendió un kilómetro más al norte, pero esta prolongación se halla cubierta por un manto de arena desértica; en el costado se observa igualmente una reducción del área. Según se ha visto también, al discutir las corrientes de salmuera, el avance de los médanos constituye un proceso inexorable en el desarrollo del desierto costanero y en particular en la depresión de Las Salinas.

En el sector setentrional del gramadal se perforaron dos pozos tubulares con el propósito de aprovechar el agua en el lavado de la sal producida en las evaporadoras. Encontramos el nivel del agua a 1.50 m. debajo de la superficie, es decir, ya debajo del nivel del mar. Las características del agua son como sigue:

DIA Y HORA	POZO Nº	DENSIDAD		TEMPERATURA	
		°Bé	P.e	Agua	Aire
27.9.1971 12 m.	1 (sur)	0	1.000	21°C	20°C
	2 (norte)	0.5	1.004	22°C	21°C

Esta agua dulce no es utilizable, dado su rendimiento exiguo, ya que en una prueba de bombeo del pozo Nº 1 se secó a las dos horas.

Al contemplar desde el punto de vista geológico-histórico el origen y la permanencia de agua dulce en el ambiente extremadamente desértico de la costa, se conocen dos casos similares: uno de ellos, en la margen oriental de los cerros Illescas en el desierto de Sechura, donde el agua dulce se presenta en estratos del Mioceno en Montero, al pie de los cerros Illescas, a 11 km. al sur de Bayovar; fue descubierto en 1926, cuando la International Petroleum Company perforó el pozo Nº 1. El agua hallada a los 102 m. de profundidad, se utilizó durante años para fines domésticos, industriales y para el regadío de 2 Ha. de terreno de cultivo.

15. Se prescinde en esta discusión de un pequeño volumen de agua confinada a poca profundidad entre dos capas de arcilla al norte de la fábrica de yeso, cerca al pie del Cº Sanú, por ser ligeramente salobre (Ing. V. Marín); (comunicación verbal); se trataría posiblemente de agua de lluvia caída en tiempo remoto en el Cº Sanú, que se habría contaminado con salmuera del subsuelo. Compárese casos análogos descritos por Petersen G. (1959).

No obstante del consumo intensivo, se pudo constatar su subsistencia todavía a fines de 1944 (Verástegui M., 1944); constituye evidentemente agua residual percolada hacia abajo durante uno de los períodos prolongados de lluvias que se produjeron antiguamente en el litoral. El otro caso de agua dulce constituye el gramadal de Las Salinas al sur de Huacho.

Casi todos los gramadales de la costa peruana tienen, en una u otra forma, conexión con los ríos o con las aguas freáticas de los valles. Empero, en el caso del gramadal de La Salinas, una relación análoga no se ha podido detectar y es poco probable que exista en las condiciones climáticas e hidrológicas locales. La evidencia morfológica demuestra que el gramadal de Las Salinas no ha recibido por más de un milenio ningún aporte significativo de agua dulce y que mas bien ha experimentado una merma gradual, a tal extremo que la superficie del agua dulce se halla ya debajo del nivel del mar. Estos hechos y la disminución del área ante el avance inclemente del desierto, habrían contribuido a la desaparición de la población aborigen en el siglo XVI, fenómeno que se ha producido en forma similar durante los últimos milenios, también en otros lugares de la costa según atestiguan algunas ruinas y cementerios precolumbinos.

Aunque no todos los aspectos del gramadal de Las Salinas están aclarados todavía, se puede suponer que su origen se remonta a la época de descongelación de la cordillera, es decir al tiempo cuando en la costa se erosionaron los pequeños valles hoy secos a que se ha hecho referencia anteriormente. En términos geológicos, el agua del gramadal es confinada o fósil, pero sujeta a una disminución de su reserva a un ritmo tan lento que parece estático. Una contaminación con las salmueras de Las Salinas no se produce por cuanto el nivel freático de éstas se halla 5 m. más abajo. Lo más significativo es que a pesar de su existencia milenaria, el agua dulce ha disuelto nada o muy poca sustancia mineral. Se puede tomar este hecho como demostración de que las aguas meteóricas, a su paso por la región desértica de la costa, no lixivian los estratos circundantes originados por el intemperismo mecánico.

5.662

SALINAS DE CHILCA

Las salinas de Chilca, 3 km. al sursureste del pueblo del mismo nombre, fueron un pequeño productor de sal (Cuadro N° 8); a partir de 1958, su explotación se discontinuó.

El sistema hidrológico de las salinas de Chilca se halla en la actualidad a más o menos 1 m. bajo el nivel del mar. El sistema circulatorio está constituido de:

DEPARTAMENTO DE LIMA

- 1) Una poza de tamaño variable en la playa, conteniendo agua de mar;
 - 2) Un gramadal, ubicado a un kilómetro de la playa y a unos 800 m. de la propia salina;
 - 3) Una poza revestida de concreto, a manera de estanque, que sirve de piscina; situada a unos 600 m. al este del gramadal y unos 200 m. al norte del caserío Baños de Chilca;
 - 4) Una laguna de 200 por 50 m. al sur del mismo caserío;
 - 5) Un área de 500 por 300 m. aproximadamente, con numerosas pozas de evaporación, que dista del mar unos 2 km.
- Las densidades observadas de la salmuera son:

Densidades de las salmueras en Chilca				
Fecha	Poza en la Playa (1)	Gramadal (2)	Estanque de concreto (3)	Laguna (4)
27.11.1966	3°Bé;T:25°C			10°Bé;T:26°C
28.9.1971		7°Bé;T:21.5°C	3°Bé;T:21°C	10°Bé;T:21°C

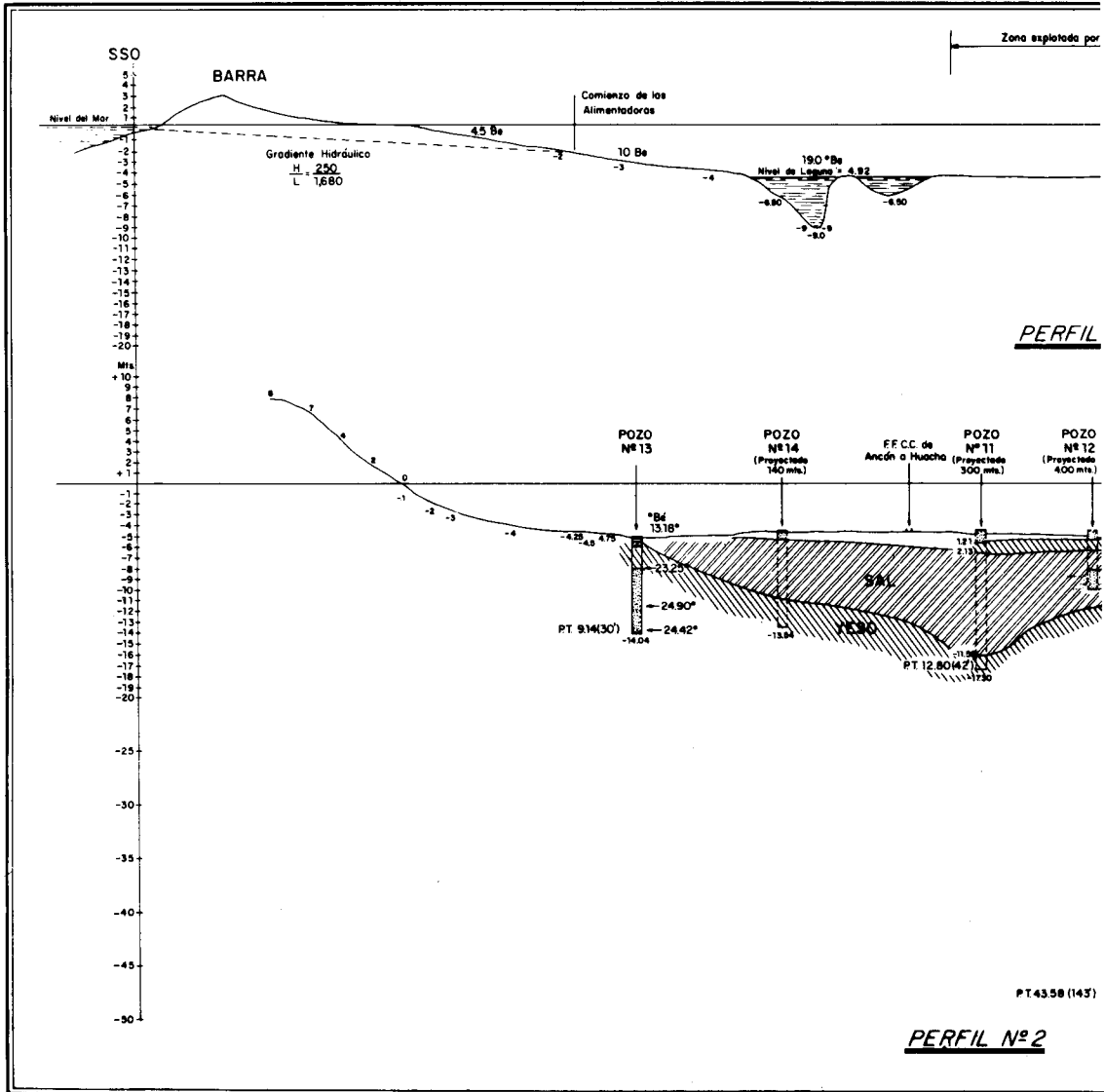
En ninguna poza la concentración de la salmuera es suficientemente grande como para que se precipite el yeso ni la sal. La baja densidad observada en el estanque de concreto (3) es sólo explicable, si se asume la afluencia de agua dulce a partir de las aguas freáticas que llenan el subsuelo del valle en el sector de la desembocadura del río Chilca y que percolan hasta más de 2 km. al sur en dirección general de la vía Panamericana al sur.

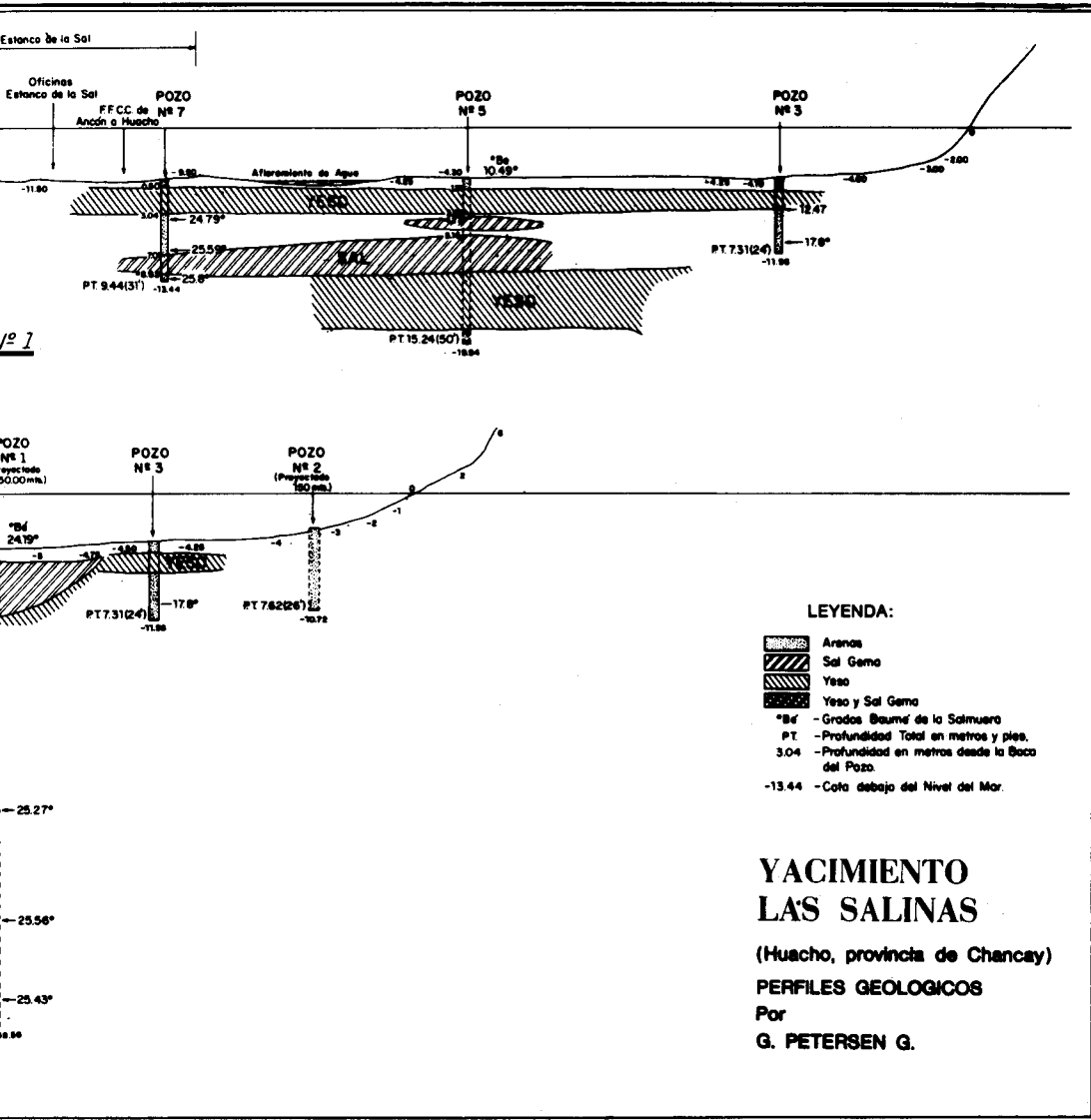
Maldonado (1943) ha descrito en las aguas de las salinas la presencia de *Artemia (Callaonella)*, *Jelski* y demás fauna y flora.

En las pozas de evaporación se constata como sedimento el barro de carbonato de calcio y magnesio, rico en sílice, y en las aguas, el carbonato de sodio que puede considerarse como un producto de lenta transformación bioquímica superficial (Pozzi Escott; Maldonado 1943).

La salina de Chilca, en su principio, habría sido de origen marino, pero debido a movimientos terráqueos su circuito se ha alterado y finalmente experimentó aportes de agua dulce de origen fluvial. Fuera del radio de la salina, las aguas subterráneas ascienden por capilaridad hasta la superficie, donde al evaporar dejan costras de sal y yeso mezclado con una proporción elevada de arena eólica.

El nivel del agua dulce subterránea es muy somero y alcanzable en excavaciones de uno a dos metros. Se le ha aprove-





HISTORIA MARITIMA DEL PERU

Cuadro Nº 8			
Producción de sal (en toneladas métricas)			
Salinas			
CHILCA *		OTUMA	
1908	468	1947	2,644.6
9	340	8	4,611.7
		9	5,457.7
1910			
1	405	1950	7,641.0
2	245	1	6,888.0
3	263	2	11,271.2
4	253	3	9,125.3
5	274	4	11,727.5
6	295	5	12,744.8
7	319	6	14,284.0
8	340	7	15,219.7
9	286	8	15,031.8
		9	9,601.5
1920	209		
1	248	1960	4,843.4
2	293	1	4,342.1
3		2	4,413.8
4	362	3	5,486.0
		4	8,470.4
1940		5	12,332.5
1	443	6	9,904.7
2	488	7	10,036.0
3	741	8	11,814.3
4	599	9	11,897.2
5	599		
6	611	1970	11,011.4
7	590	1	10,605.7
8	438		
9	220		
PROMEDIO			
(24 años) 380 T.m./año (25 años) 8,936.25 T.m./año			

*) Las salinas de Chilca se hallan inactivas a partir de setiembre de 1958.
(No se consiguieron los datos completos de producción).

chado desde los tiempos prehispánicos para el cultivo del maíz, entre otros, según demuestran la infinidad de excavaciones que se encuentran rodeadas de desmontes, constituyendo dunas artificiales. Esta clase de agricultura pertenece a las culturas locales y regionales post-Tiahuanacoides de unos 800 a 500 años antes del presente. Los españoles, durante la época colonial, aprovecharon los mismos hoyos para plantar en ellos palmeras dactilíferas e higueras, cultivos que perduran en la actualidad.

Engel (1966, p. 57) manifiesta que los primeros habitantes de Chilca ocuparon el tablazo cerca a las lagunas hasta fin de la época Chavín (Siglo V antes de nuestra era). Luego se radicaron alrededor de las lagunas de agua dulce, principalmente en las pampas secas que rodean las dunas hacia el oeste. En una tercera etapa los pobladores habían excavado los grandes hoyos de forma irregular, para sus cultivos. Observando que la mayoría de los hoyos han experimentado profundizaciones sucesivas, Engel duda si tales trabajos obedecen a desarenamiento y limpieza o a cambios en el nivel de aguas freáticas; no descarta la idea de que "la última bajada del nivel oceánico, la cual produjo su máximo de -1m a -2m en los años 1,200 de nuestra era, hubiera producido un empobrecimiento y el abandono de la zona, hasta que el levantamiento que ocurrió alrededor de los años 1,500 de nuestra era permitió la reocupación que se nota en tiempos incaicos". Este concepto requiere una revisión a la luz de las oscilaciones de la costra de tierra firme durante los dos últimos milenios, que se reconocen en toda la costa peruana.

5.663

YESERA DE CHILCA

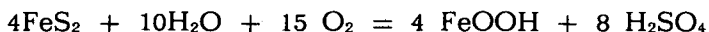
El yacimiento de yeso llamado de Chilca, está ubicado a unos 4 km. de distancia al norte de Pucusana y consiste en yeso ($\text{Ca SO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) y anhidrita (CaSO_4). Sus condiciones geológicas fueron investigados por Zevallos (1934), del Solar (1934), Alberca (1955/56), Rüegg y Manrique (1957).

El depósito yesífero se extiende unos 600 m. a lo largo de la playa y ocupa un área de más o menos un kilómetro cuadrado. El yeso y la anhidrita, a manera de mantos, se alternan con calizas y lutitas que incluyen capas con impresiones de peces. En el techo del yacimiento hay masas grandes de yeso retrabajadas y están mezcladas con sedimentos detríticos modernos. La edad cronológica de los calcáreos y lutitas no está aún definida por falta de fósiles claves, pero por su posición estratigráfica y sus condiciones litológicas, bien podrían representar equivalentes del grupo Puente Piedra (Cretáceo inferior) o tal vez a la formación Pucusana que Bosc Nelson (1963) atribuye al

Titoniano (Jurásico superior), pero sin corroborar esta edad por medio de fósiles. Aunque fósiles característicos del Aptiano y Albiano se han recolectado en las regiones de Cañete y Hda. Imperial, parece poco probable que los estratos de calcáreos y lutitas de las canteras de yeso pertenezcan a la formación Atocongo mucho más moderna, porque su desarrollo litológico es diferente en varios aspectos.

Puede descartarse el origen marino sedimentario del yeso, por su forma de yacer. Los autores nombrados concuerdan en el reemplazo metasomático de la caliza por el yeso, pero recurren a reacciones geoquímicas, sin explicar la procedencia de las soluciones sulfatadas cuya intervención en el proceso asumen. A nuestro modo de ver, la génesis del yeso de Chilca se presenta del siguiente modo:

Numerosos diques de pórfido andesítico, decita porfirítica y otros, atraviesan la región de Chilca (Alberca, 1955, 1956; Bosc Nelson, 1963). La edad de estas intrusiones es considerablemente más moderna que la de las calizas y lutitas y, aunque en dicha área faltan pruebas fehacientes, se la puede considerar en términos generales como Terciario. Varios de los diques están mineralizados, según lo evidencian ocurrencias de carbonato de cobre y sulfuro de hierro, pirita, diseminado en uno de los diques de traquiandesita verdoso gris claro que se ha puesto al descubierto en el fondo de la cantera (1966). Debido a la intensiva erosión post-glacial los extremos superiores de los diques fueron desgastados y su contenido mineralizado, alterado por acción del intemperismo. En lo referente a la pirita, FeS_2 , la tendencia general de los procesos geoquímicos que deben haberse realizado en la parte superior hoy erosionada, de los diques, sería, según la fórmula global:



El ácido sulfúrico, H_2SO_4 , actuaría sobre la caliza, CaCO_3 , convirtiéndola parcial o totalmente en yeso, $\text{CaSO}_4 + \text{H}_2\text{O}$, mientras el hidróxido de hierro, FeOOH , aparece como limonita, que da un tinte rojo y pardo a la superficie entre la cantera y la aldea pesquera de Pucusana. La frecuencia con que se presentan los manchas parduzcas y coloreadas, hace suponer que existía antiguamente un buen número de diques y, por ende, a la formación de los mantos de yeso, se considera el Pleistoceno hasta el subreciente pluvioso.

5.7

Departamento de Ica

5.71

ASPECTOS FISIOGRAFICO Y GEOLOGICO

La faja costanera del departamento de Ica se distingue del resto de la costa peruana en varios aspectos morfológicos, la presencia de yacimientos mineralizados y de no metálicos, así como por la posibilidad, supuesta hace años, de existir hidrocarburos líquidos, que dio lugar a una nutrida bibliografía geológica. Entre los muchos mapas geológicos, mencionamos los siguientes:

- Fuchs, F. G., 1905: Mapa geológico del departamento de Ica. Escala 1:500,000
- Broggi, J. A., 1925b: Croquis geológico de la faja de Cañete e Ica. Escala 1:250,000, aprox.
- Stapennbeck, R., 1925: Mapa geológico de Chala a Parinacochas.
- Petersen, G., 1954: Mapa geológico del departamento de Ica. Escala 1:500,000
- Newell, N., 1956: Mapa y perfiles geológicos del área entre Pisco y Nazca. Escala 1:500,000
- Rüegg, W., 1957: Mapa y perfiles geológicos del área de Pisco a Nazca. Escala 1:500,000
- Hoyt y Marcona Mining Company: Geología regional del área costanera Paracas a Chala. Escala 1:500,00. Agosto 1963.

La Cordillera de la Costa, elemento orogénico que en el norte peruano (Cerro Illescas, Paita y Amotape) aparece sólo fragmentariamente, faltando en la costa central, debido a un hundimiento tectónico, se extiende desde Paracas hacia el sur. La composición de la Cordillera de la Costa es heterogénea, consistiendo en rocas del Paleozoico y un grupo esencialmente metamórfico de rocas ígneas y metasedimentos. Newell (1956) las clasifica como pre-Carbonífero y Petersen G. (1969a) expone que aún faltan datos que comprueben una edad mayor que el Paleozoico antiguo. Áreas aisladas de estas metarocas, llamadas Complejo de Lomas, afloran en la Península Paracas, Bahía de la Independencia, Infiernillo, Marcona y más al sur.

Las rocas del Complejo Lomas abarcan una variedad de gneis, filitas y otras que están atravesadas por "diques pegmatíticos y pequeñas masas de granito rojo; la edad radiométrica, por

el método K/A de algunas de estas intrusiones, corresponde al Ordoviciano" (Bellido B., 1969, 1970). Sobre una prolongación eventual de las rocas ígneas de los cerros de Huricangana, en la loma o bloque submarino de Nazca, versó Rüeegg (1960 y 1962), aportando datos obtenidos por la expedición oceanográfica Downwind.

El Carbonífero inferior aflora en Paracas. Sus estratos de origen continental y no marino alternan con mantos de carbón de piedra. Fuchs (1900), quien recolectó seis especies, indica que el yacimiento de Paracas ya había sido mencionado años antes en las lecciones de Geología del Dr. Teodorico Olaechea y que existen en la colección geológica de la entonces Escuela de Ingenieros, pizarras carbonosas con impresiones de plantas, obsequiadas por el Ing^o Babinski. Berry (1922), Gothan (1927) y Steinmann (1929/30a) entre otros, describieron 26 especies de plantas del mismo lugar, clasificándolas como equivalentes al Missisipiano (Carbonífero inferior). Estratos más modernos consistentes en cuarcita, hornfels, arcosas, dolomitas y lutitas, afloran en áreas diversas a lo largo de la costa hasta Lomas. Otras contribuciones se deben a Dorca (1909) y Read (1938). Rüeegg (1957) y otros han subdividido esta secuencia en base a su litología; en el mapa de Hoyt-Marcona (1963) se la comprende como formación Marcona.

El Mesozoico está representado por estratos sedimentarios e ígneos del Jurásico y Cretáceo. Rüeegg (1957) reconoció derrames andesíticos y calizas fosilíferas para los que estableció el término formación Río Grande, considerándola como desarrollo local de la formación volcánica mesozoica. Hoyt-Marcona (1963) subdivide los estratos del Jurásico medio y superior en tres miembros (Tunga, Las Tetas y N-13), dándoles el nombre común de formación Cerritos.

El Cretáceo, que comprende sedimentos calcáreos y arcillosos, así como tobas y derrames volcánicos, llamados formación Copara, aflora a lo largo del borde interior de la faja costanera andina.

Los sedimentos del Terciario de origen marino tienen una gran distribución en la faja costanera desde Cañete (Lima) hasta Camaná (Arequipa). Las formaciones Paracas (incl. Arquillo), Camaná, Pisco (incl. Huamani) y Cañete, consisten en lutitas, areniscas y arcillas tufáceas y fosilíferas. Las diatomitas de la formación Pisco serán descritas en el capítulo 9.0 *Clasificación Estratigráfica*.

Las rocas del Terciario ocupan la mayor extensión de la faja costanera de Ica. Entre los autores que se ocuparon de los problemas del Terciario, mencionamos: Adams (1906); Broggi (1925 a y b, 1940, 1943, 1946); Colbert (1944, 1945); Fuchs, Fern. (1900); Fuchs, Fed. (1905, 1950); Gutiérrez (1948); Hoyt-Marcona (1963); Lisson (1898a-d, 1925a); Lisson y Boit (1924); Maldonado (1943);

DEPARTAMENTO DE ICA

Marsters (1909); Newell (1956); Olaechea (1888); Petersen, G. (1932, 1954, 1963, 1968); Rasmuss (1931); Rivera (1954, 1957); Salfeld (1933); Stapennbeck (1925); Steinmann (1929, 1930a) y Stone (1954).

La secuencia de los estratos terciarios se ha subdividido como sigue:

PLIOCENO	Formación	Cañete
MIOCENO	„	Huamani
	„	Pisco
EOCENO	„	Arquillo
	„	Paracas

La formación Paracas consiste litológicamente en lutitas, calizas, areniscas, margas y arcillas; por razones litológicas Newell incluye la formación Arquillo en la Paracas. Rivera (1957), que estudió la fauna, distingue dos zonas faunísticas: "La inferior, Zona de *Turritella woodsi* Lisson, siendo digno de notarse que ninguna especie de la zona inferior se encuentra en la superior y viceversa". La formación Paracas ocupa un área vasta, por el norte desde el Cerro Colorado (Cañete) hasta Caravelí en el sur.

La formación Pisco está constituida por sedimentos de grano fino, de diatomitas blancas con intercalaciones de tobas volcánicas. En su extensión meridional los estratos se tornan arcillosos y arenosos y forman potentes capas fosilíferas que contienen numerosos restos de ballenas y moluscos. En el sitio Sacaco cerca de Acari (extremo setentrional del departamento de Arequipa) afloran varios esqueletos de cetáceos (Rüegg, 1957; Petersen G., 1968). Dos de estos esqueletos fósiles, casi completos, se hallan en exhibición en el Museo Geológico de la Universidad Nacional de Ingeniería, en Lima. Un tercer ejemplar encontrado en el valle inferior del río Ica fue descrito como *Incacetus broggii* (Broggi, 1940; Colbert, 1944, 1945). Los nódulos fosfatados ocurren en los estratos de esta formación en áreas extensas de las dos regiones de Ocucaje y Quebrada de los Quesos; esta última es afluente del río Grande por su margen izquierda, inmediata a la hacienda Monte Grande. Lechos con nódulos fosfatados, diminutos, afloran en la margen izquierda del río Seco, a tres kilóme-

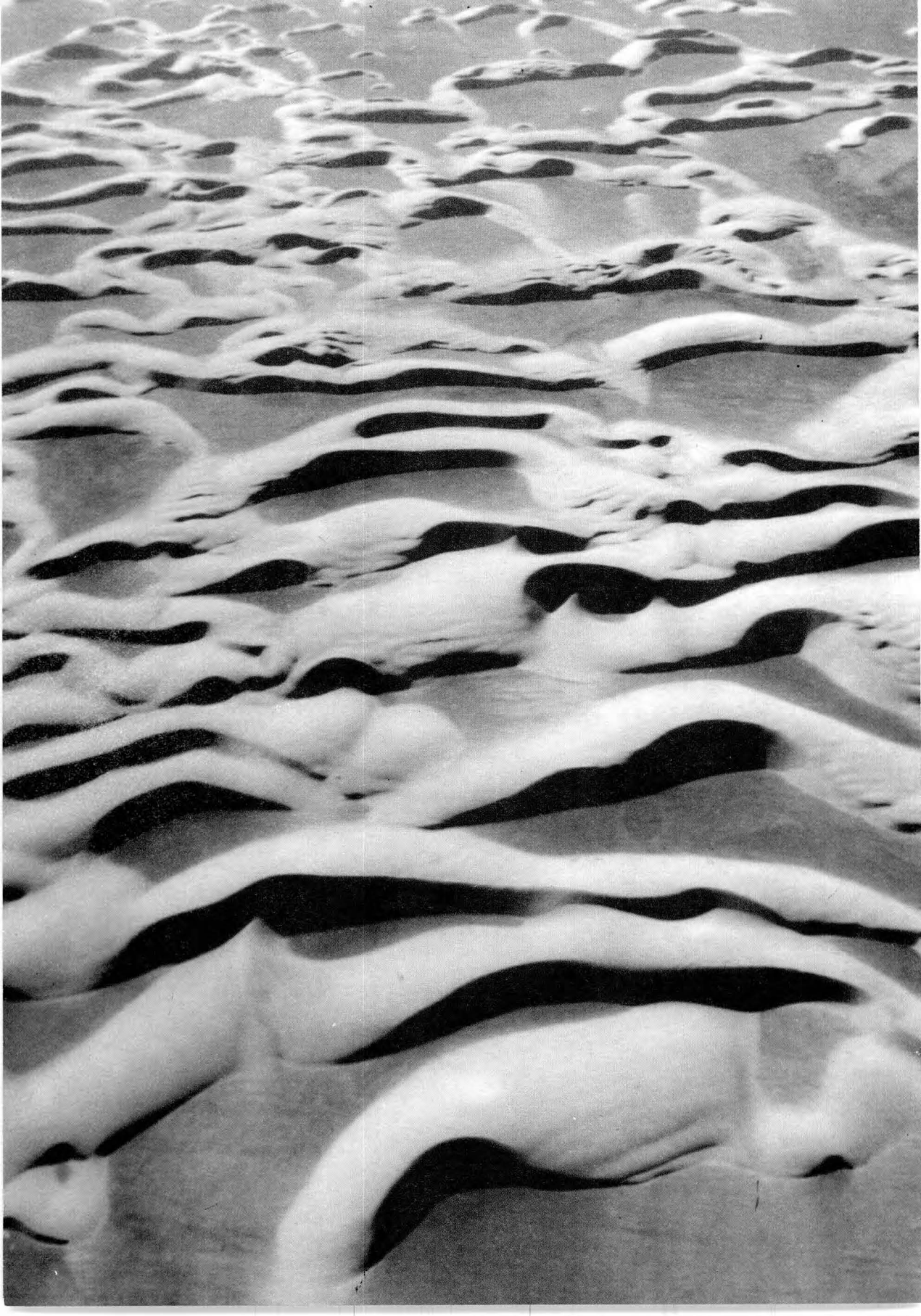
tros de Pozo Santo (km. 261 de la Carretera Panamericana al sur).

Las formaciones Paracas y Pisco se han depositado sobre superficie de modelado irregular, según se comprueba en la península de Paracas, Ocucaje y en las llanuras de Huallurí. El espesor acumulado de las dos formaciones solas es del orden de 1,000 metros y su carácter de sedimentación es nerítico hasta profundidades de 200 m. Durante la acumulación de tales potencias, el fondo del mar se hallaba en proceso de sumersión proporcional. Tanto en la península de Paracas como en la región al sur de Ica, la base del Terciario se halla considerablemente sobre el nivel del mar (en la Pampa de Huallurí, en el orden de 400 m.s.n.m.); evidenciándose de este modo una gran movilidad de la corteza terrestre en el litoral del Perú durante y después del Terciario. Estas oscilaciones tectónicas perduran aún en el Cuaternario, según ponen de manifiesto las diez terrazas escalonadas en la bahía de San Nicolás, donde el levantamiento continental llega hasta más de 350 m. (Broggi, 1946).

Las islas e islotes: San Gallán, Tres Marías, Ballestas y Chíncha, a la altura de Paracas y Pisco, constituidos por el complejo ígneo antiguo, formaron originalmente una unidad con tierra firme y quedaron separados por movimientos verticales de hundimiento y luego ascensionales. Rüeegg (1953) encontró en San Gallán estratos que son equivalentes al Terciario inferior de Paracas y en Las Ballestas, aglomerados fluviales de desarrollo idéntico a los aluviones cuaternarios del río Pisco, lo que sólo es explicable si las islas formaran parte del continente. Rüeegg no duda considerar el derrumbamiento principal como un proceso ultramoderno que se prolongara al Neocuatnario. Como consecuencia de los diferentes movimientos tectónicos, la línea de la costa del mar terciario que se hallaba entonces al este de Ica, se ha desplazado hacia el oeste en más de 50 km. durante el Cuaternario.

Los movimientos tectónicos de ascensión y hundimiento de la costa varían regionalmente. Como seña de hundimientos locales se valorizan los acantilados abruptos batidos por el mar, y como seña de tendencia ascendente, las numerosas pequeñas terrazas hasta de 10 m. y más sobre el nivel del mar que se observan en Paracas, Otuma, Lomitas y muchos otros lugares; además los cañones angostos y profundos que los ríos Ica y Grande tienen que erosionar para alcanzar la costa. Dignos de mención son, en este contexto, los extensos bancos de conchas (principalmente *Pecten* sp.) que se presentan a manera de aglomerados conchíferos en el contorno de la depresión de las salinas de Otuma. Existe por tanto la evidencia de que las oscilaciones tectónicas de la costa de Ica están activas desde el Pleistoceno superior hasta en la actualidad.





5.72

DEPOSITO DE ORIGEN EOLICO. MEDANOS

En la faja costanera del departamento de Ica se encuentra, después de Sechura, la segunda gran región desértica del Perú, que fue estudiada, sobre todo, por Broggi (1952), Kinzl (1958) y Gay, Jr. (1962). El transporte eólico de arena y polvo es intenso. El excesivo calentamiento de la superficie terrestre origina tempestades pulverulentas que se desarrollan con frecuencia durante muchas horas, arrastrando, con velocidad de más de 60 km. por hora, enormes nubes de polvo amarillento, tierra adentro. Estas tempestades de arena en Ica, llamadas "Paracas", por la dirección de donde proceden, depositan su carga en los contrafuertes de los Andes, ascendiendo sus faldas occidentales hasta alturas de más de 2,000 m.s.n.m.

Las masas movibles de arena del desierto de Ica, tienen varios orígenes; una porción considerable proviene, por deflación, de las regolitas, o sea de los depósitos no consolidados de acarreo fluvial y producido por el intemperismo mecánico de las rocas de la región. Una segunda fuente de material consiste en la corrosión y luego deflación de los estratos blandos del Terciario, procesos que dan lugar a depresiones de considerables dimensiones con profundidades de 10, 35 y hasta 45 m.; estas cubetas abundan en las alturas y llanuras de San Nicolás. Al oeste y suroeste de Ica y Ocucaje, las hondonadas subáreas son de tamaño considerable y se extienden sobre decenas de kilómetros; como ejemplos se citan la loma de Las Tizas, loma y cerro Corre Viento, Cuesta del Diablo, cerro Los Quesos, entre otros. Una tercera procedencia del material eólico no menos importante constituyen las arenas de la playa, cuyo transporte se realiza en dirección al noroeste y norte.

La movilización subaérea de la arena se realiza frecuentemente en escala enorme. Uno de los mejores ejemplos se encuentra al oeste de Ica, donde el apilamiento alcanza espesores considerables y donde se ven dunas de dimensiones poco comunes. Las investigaciones de Gay, Jr. (1962) evidencian que en la región de Lomas el desplazamiento de la arena se produce en un frente de más de 150 km. de ancho, penetrando tierra adentro por más de 65 km. y formando los grupos Tanaca, Acari, Copara, Pico Blanco, Huaricangana, Cuyungo y Santa Cruz; estos dos últimos se acercan a las afueras de Palpa. El área de Copara, propiamente dicho, se extiende sobre 28 km. en dirección SW a NE, siendo el ancho mayor de 15 km. Gay, Jr. calcula su volumen total en más de 1,000 millones de toneladas de arena. La marca característica de la región, Cerro Blanco (2,076 m.s.n.m.), a una distancia de 14 km. al ESE de Nazca, tiene un casquete de arena de 9 km. de largo por 5 km. de ancho, que está cubierto por un campo de dunas individuales. En segundo lugar, se tiene



Fig. 13 *Desierto de Ica. Avance*
lineal de un campo de dunas.
Foto: Servicio Aerofotográfico Nacional 07664

extensos campos de médanos, donde predomina la duna en forma de herraje, media luna, creciente o duna falciforme; se usa innecesariamente también la voz barcana, término localmente empleado en Turquestán.

5.73

DEPOSITOS DE EVAPORITAS. SALINAS DE OTUMA

Las salinas de Otuma están situadas a 18 km. de distancia al sur de Paracas. Rey y Basadre (1896) proporcionan algunos datos sobre su explotación, mencionando que la capa de sal alcanzaba en esa época un espesor de 80 cm.

En Otuma existen tres depresiones debajo del nivel del mar: (1) la del Lago del Muerto o Lagunillas, de 3 x 2 km. de extensión, separada de la playa Las Salinas por una barra de ripio y rodados de unos 3 m. de altura; su nivel debajo del mar varía entre -5 y -9 m.; (2) la de las salinas propiamente dicha, donde se hallan las pozas de evaporación; su extensión es de 4 x 2 km. aproximadamente; y (3) la situada a 1 km. de distancia de Punta Otuma y El Playón, en una extensión de 1.5 x 1.5 km.

En la depresión (1) Lagunillas percola el agua del mar, asomándose a unos 200 m. de la playa. La salmuera recorre 1.6 km. aproximadamente, para ingresar a una laguna; la continuación se halla oculta debajo de la arena húmeda, pero en la margen oriental aflora una vía angosta de agua. La salmuera percola luego a través de una lomada de 100 m. de ancho que separa las hondonadas de Lagunillas y Salinas de Otuma, donde emerge en el fondo de la pozas de evaporación. El área de esta segunda cubeta, se reduce paulatinamente debido a la incursión de arenas eólicas.

El proceso de la concentración de la salmuera se refleja por los datos de observación siguientes:

Fecha	Lugar	°Bé	T (en °C)
19.9.71	(a) 300 m. de la playa	4	24
	(b) 700 m. agua arriba de (a)	5	24
	(c) 1,300 m. en la laguna	7	24
2.9.66	En las evaporadoras	25	21

5.8

Departamento de Arequipa

5.81

ASPECTOS FISIOGRAFICO Y GEOLOGICO

Los rasgos morfológicos de la faja costanera del departamento de Arequipa son similares a los del departamento de Ica; reflejan los resultados de los procesos tectónicos que se desarrollaron y a su vez las condiciones estratigráficas que predominan.

Los estratos más antiguos que corren a lo largo del mar están constituidos por las rocas metamórficas del Complejo Lomas, cuya edad sería pre-Devoniano según las investigaciones de Paredes Pacheco (1964) quien las sintetiza como sigue: "La secuencia Paleozoica para el Departamento de Arequipa incluye rocas devónicas, misisipianas, pensilvanianas y pérmicas, faltando por conocer o identificarse, la porción Cámbrico-Silúrico del Paleozoico inferior.

"La secuencia Paleozoica descansa en discordancia sobre el gneis que aflora profusamente en la costa, indicando un hiato estratigráfico evidentemente grande, que comprende la porción que falta del Paleozoico inferior, si se considera al gneis pre-Cámbrico".

Admite la posibilidad de encontrar "las rocas que faltan para completar la secuencia paleozoica, considerando los nuevos descubrimientos de rocas del Paleozoico inferior en el Cañón del río Majes y su relación inmediata con el gneis".

Tierra adentro de esta faja se extiende el Terciario y Cuaternario y rocas volcánico-sedimentarias del Plioceno-Cuaternario, cuyos detalles figuran en los mapas geológicos de las regiones de Ocoña, Punta de Bombón y Clesesí (Mendivil y Castillo, 1960; Bellido y Guevara, 1963). El Terciario está representado por las formaciones Paracas, Camaná y Moquegua (ver los mapas citados y Rüegg, 1952). Estas tres últimas formaciones corresponden en edad al Eoceno, Oligoceno y Mio-Plioceno, en este orden. Los depósitos pleistocenos, terrazas marinas en Pescadores (200 m.s.n.m.) y en Ocoña (40-50 m.s.n.m.) corresponderían a los tablazos Máncora y Talara, respectivamente, del noroeste peruano. (Véase también Morales S., 1969).

Las formaciones nombradas yacen en discordancia sobre planos de abrasión marina, demostrando, según Welter (1947), levantamientos verticales en el orden de 3,000 y más metros desde el fin del Plioceno. Pero posteriormente Stainforth y Rüegg (1953), fundándose en argumentos paleontológicos, precisaron la transgresión como Oligoceno medio, de modo que el comienzo de la elevación andina data de más atrás que lo supuesto por

Welter; además suponen que gran parte del relieve vertical de la base de la formación Camaná (y Moquegua) se debe a fallamiento y plegamiento, no excediendo el levantamiento epirogénico de 800 a 1,600 metros.

En la costa de Arequipa se observa, por lo tanto, un movimiento tectónico análogo al reconocido en la costa central del Perú. Los rasgos más visibles de este proceso son las llanuras costaneras intermontanas que ocupan alturas entre 1,000 y 1,500 m.; los cañones profundos y estrechos de los ríos Acari, Ocoña, Camaná (Majes), Vitor y Tambo, así como las clásicas terrazas de abrasión marina en Atiquipa, Chala (Stappenbeck, 1925), Ocoña y Mollendo (Bowman, 1916/38), y Clemesí entre otras, y por fin los extensos acantilados casi verticales en la costa.

5.811

DEPRESION DE CHANCHARRUCA (PUNTA DE BOMBON)

En la hoja 35-S (Punta de Bombón) de la Carta Nacional, a escala 1:100,000, se señala una extensión de terreno debajo del nivel del mar, que ocupa una franja al sur y sureste de Punta de Bombón. La dimensión mayor es de WNW a ESE 21 km, y la del ancho mayor unos 2 km. El área se halla separada del mar por un cordón litoral de arena de anchura variable entre 100 y 200 m. Según los valores indicados en la hoja citada, hay algunos puntos del terreno considerablemente debajo del nivel del mar.

Bellido y Guevara (1933, p. 14) que no hacen referencia especial al fenómeno dicen:

“La prolongación de estas terrazas hacia el sureste constituyen las extensas pampas que quedan a uno y otro lado del valle Tambo, en cuya superficie se puede distinguir dos terrazas formadas por aluviales que quedan encima de capas sub-horizontales de arena y arcillas con lentes de grava de probable origen actuales. Entre el acantilado que existe en el frente de la terraza inferior y la orilla del mar se encuentra una amplia superficie horizontal que se extiende desde Mollendo hasta Punta Corio, formada principalmente de arenas con algo de gravas. Esta superficie está relativamente elevada con respecto al nivel del mar y se puede considerar como una terraza en formación”

La porción occidental del área está ocupada por un gramadal que se extiende desde la boca del río Tambo hasta más de 5 km al SSE de Punta de Bombón. El agua dulce que procede tanto de las crecientes del río Tambo como de los sobrantes de los campos regados de la margen izquierda de este río, se prolonga aún más al oriente según se ha comprobado con excavaciones someras.

5.812

DEPOSITOS DE ORIGEN EOLICO. MEDANOS

Los fenómenos desérticos de la faja costanera han sido investigados preferentemente por Amstutz y Chico (1958), Bowman (1916), Finkel (1959) y Kinzl (1958). El principal campo de dunas en crecimiento se halla en La Joya, proviniendo la arena de la pampa de Clemesí, no obstante que se interpone el profundo valle del río Tambo. Por las estadísticas de Finkel, se sabe que la mayoría de los médanos tienen una altura de 3.50 m. Bajo las condiciones climáticas actuales, su desarrollo es un acontecimiento inevitable. El avance de las dunas, de un modo general, es de 15 m. al año; el movimiento de progreso principal, en los meses de setiembre a abril y casi nulo en el período de mayo a agosto. También en el departamento de Arequipa el viento produce, por deflación, numerosas depresiones; la región de mayor incidencia es la ubicada en Tanaca y al norte de Yauca, donde la cubeta de la Pampa de Mendoza posee una profundidad de casi 70 m.

5.83

DEPOSITOS DE EVAPORITAS

En los suelos desérticos existen numerosos sitios donde se han constituido por florescencia costras de boratos, cloruros, nitratos y sulfatos, cementando las arenas y tobas volcánicas. El yeso es la materia más frecuente, formando superficies arrugadas. Según Bellido y Guevara (1963) la sal de cloruro de sodio se encuentra en las terrazas aluviales altas, en los valles de Quebrada Guaneros y Osmore. Con referencia a la quebrada El Abra, afluente de Quebrada Honda, dichos autores dicen: "se han observado lentes y manchas de NaCl cristalizada, dentro del material aluvial. La sal se presenta unas veces mezclada con grava, a la cual cementa, y otras veces en agregados columnares o en ojos irregularmente distribuidos dentro del mismo material. Estas costras y lentes de sal son objeto de explotación en pequeña escala".

El nitrato de sodio se presenta en numerosas manchas en el desierto de Caravelí. En la pampa de Sihuas y al oeste del valle de Majes, afloramientos que han sido explorados exhaustivamente por Portaro (1935, 1936), por encargo del Cuerpo de Ingenieros de Minas del Perú. Se trata de costras duras de arena impregnadas de nitrato de sodio y cloruro de sodio, así como en menor proporción de otros cloruros y sulfatos. Estas costras de composición heterogénea se conocen con el término de "caliche".

Se ha constatado la existencia de nitrato de sodio, como sigue:

	<i>Ton. de salitre positivo</i>	
A.— Al norte de la Quebrada Caravelí	105,436	
Al sur de la Quebrada Caravelí	62,130	167,566
B.— Pampa de Siguas y Quebrada Molles		180,584
C.— Al oeste del valle de Majes, manchas de alta ley pero volumen pequeño no explotable industrialmente.	—	—
	348,150	
Salitre positivo		348,150

Portaro comenta que las manchas de salitre se encuentran muy distanciadas entre sí, casi siempre en las laderas de colinas y quebradas que abundan en el desierto y nunca en las pampas u hoyadas. El salitre se encuentra casi siempre en la superficie o cerca de ella, presentándose siempre bajo la forma de arenas y arcillas impregnadas de nitrato y cloruro de sodio, siendo la ley de este último casi siempre superior a la del nitrato, lo que dificulta el beneficio.

5.9

Departamento de Moquegua

5.91

ASPECTOS FISIOGRAFICO Y GEOLOGICO

El complejo de Lomas, en el departamento de Moquegua, ocupa al norte de Ilo una pequeña extensión que constituye su afloramiento más meridional en la costa. Existe una gran laguna en la secuencia estratigráfica ya que en la región de Moquegua-Ilo ella se inicia sólo con el Triásico-Jurásico. El Cretáceo está representado por intrusivos de edad Cretáceo-Terciario y el Terciario sedimentario por la formación Moquegua que con frecuencia yace discordantemente sobre rocas ígneas. Esta última consiste en areniscas parduzcas y grises con intercalaciones de areniscas calcáreas y conglomerado. El material de la formación Moquegua es esencialmente de origen continental. Welter (1933) reconoció la presencia del aptiano en Moquegua.

Debido a su composición litológica similar, el límite entre la formación Moquegua y los depósitos cuaternarios no se puede fijar siempre con precisión. En ambos grupos, los estratos alternan con tobas volcánicas y sedimentos de origen eólico.

DEPARTAMENTOS DE MOQUEGUA Y TACNA

5.92

DEPOSITO DE EVAPORITAS

Además de numerosas manchas donde afloran sales por eflorescencia, existe un depósito que se interpreta como evaporita marina, ubicado en el paraje de Loreto.

5.921

SALINA DE LORETO

La Salina de Loreto se halla a una distancia de 12 km. al este de Ilo, a una altura de 500 m.s.n.m. (Narváez, 1964). Se trata de materiales aluviales y arenas eólicas que sobreyacen estratos en posición casi horizontal de arenas tufáceas y arcillas cementadas con sal, que pertenecen a la formación Moquegua.

Existen dos capas de sal de sodio. El primer manto se halla a 10 m. debajo de la superficie con un espesor de 10 a 20 cm., y el segundo se ubica a 5 m. más abajo, siendo su espesor de 40 a 50 cm.

Los movimientos tectónicos del Cuaternario se reflejan en acantilados de la costa, el profundo cañón cerca de la desembocadura del río de Ilo u Osmore y las terrazas de abrasión marina.

5.10

Departamento de Tacna

5.101

ASPECTOS FISIOGRAFICO Y GEOLOGICO

El aspecto geomorfológico de la faja litoral del departamento de Tacna es diferente del resto de la Costa. La Cordillera de la Costa está constituida por rocas del Mesozoico e intrusivos del Jurásico y Cretáceo, y la porción meridional del departamento está cubierta en gran parte por sedimentos del Cuaternario; únicamente en el límite sureste afloran rocas volcánico-sedimentarias del Plioceno-Cuaternario. Entre los autores que se han dedicado a los aspectos stratigráficos, morfológicos y geológico-económicos, citamos a Petersen, G. y Alberca (1954), Castro, B. (1960), Barúa (1961), Jaén y Ortiz (1963), Bernuy Verand (1971), Jaén de la Torre (1965) y Wilson, J. (1963).

La columna stratigráfica se inicia con las calizas de la formación Pelado del Jurásico inferior; el Jurásico superior-Cretáceo inferior está representado por las areniscas, lutitas y calizas del

grupo Yura; el Cretáceo superior y Terciario inferior, por las rocas volcánico-sedimentarias del grupo Toquepala. La formación Moquegua del Terciario inferior, de unos 100 m. de espesor, consiste en areniscas tufáceas, lutitas y conglomerados, sobrepuesta por más o menos 300 m. de tobas riolíticas, compactas y brechoides de edad pliocena.

Los depósitos aluviales están constituidos por sedimentos no consolidados y de desarrollo heterogéneo, con un espesor aproximado de 100 m. Esta secuencia es parcialmente de origen eólico, constituyendo coberturas de arena y dunas cuya principal acumulación se halla en la pampa de La Yarada. En una faja paralela a la playa, en el área comprendida entre las haciendas Los Palos y La Yarada, afloran sedimentos de posición horizontal, compuestos de arenas y lumaguas de origen marino, que recientemente han sido levantados en algunos metros sobre el nivel del mar (Petersen G. y Alberca, 1954, figs. 15-20). En diversos pozos de profundidades someras (10 a 15 m) dichos estratos contienen agua dulce que se extrae para fines agrícolas. Su origen se atribuye a percolaciones a partir del río Caplina, cuyas aguas van filtrándose aguas abajo de Tacna, a lo largo de numerosas vaguadas someras que sustituyen un cauce definido del nombrado río Caplina y que es seco durante la mayor parte del año.

Las rocas intrusivas de la faja costanera del departamento de Tacna pertenecen a diorita hornobléndica, granodiorita y granito de edad Cretáceo superior-Terciario inferior, cuya composición petrográfica ha sido descrita detalladamente por Narváez (1964).

5.102

DEPOSITOS DE EVAPORITAS

5.102.1

YESO DEL CERRO COLORADO

El depósito de yeso del C. Colorado se extiende desde el C. Calvario sobre la desembocadura del río Sama por una distancia de 15 km. en dirección NW hasta el C. Chero, abarcando una superficie de 15 km² (Jaen y Ortiz, 1963). Este yacimiento, que se sobrepone discordantemente a los volcánicos Chocolate y formación Guaneros, alterna con bancos de barro yesífero, lentes ocasionales de arena y conglomerados. Los lechos de yeso amorfo miden hasta 1.50 m. de espesor y la potencia máxima de la secuencia expuesta entre Punta Colorada y el cerro Chero, es de 60 m.

CLASIFICACION ECOLOGICA

Los autores nombrados opinan que el yeso fue depositado en una ensenada o albúfera separada del mar, mientras las arenas y arcillas fueron acarreadas por corrientes superficiales. Posteriormente, procesos tectónicos durante el Pleistoceno y Cuaternario reciente, elevaron el conjunto a su posición actual de más o menos 200 m.s.n.m.

5.102.2

SALINA DE PUIITE

En el extremo noroeste del departamento de Tacna se ubica la Salina de Puite, a 42 km. de distancia al ESE de Ilo y a 650 m.s.n.m. Se trata de cinco mantos de sal común, intercalados entre una secuencia de 15 m. de espesor, de arenas tufáceas y arcillas. El espesor de los mantos de cloruro de sodio varía entre 25 y 50 cm., alcanzando un máximo de 80 cm. (Narváez, 1964). La pureza de la sal es elevada.

El yacimiento salífero de Puite, como también otros pequeños de la misma región, parecen tener un origen continental. Tanto el depósito de yeso del C. Colorado como el de sal común de Puite, a 200 y 650 m.s.n.m., respectivamente, ponen también de manifiesto la enorme movilidad tectónica en sentido vertical que está produciéndose en la faja costanera del Perú.

Con respecto a Puite, Bernuy Verand (1971) calculó las reservas de sal común en 2'200,000 t.m. y después de hacer las deducciones por pérdidas en la producción y sectores no explotables, las reservas probables en 1'200,000 t.m. La producción de Puite en los años 1960 a 1970 alcanzó un total de 17,360 t.m. de sal, o sea en término medio 1,580 t.m. al año.

6.0

CLASIFICACION

ECOLOGICA

DE LA COSTA PERUANA

La fauna y flora del Perú han sido estudiadas en forma tanto general como regional. Después de una intensiva exploración de campo, los ecólogos H.-W. y M. Koepcke (1951, 1952) así como H.-W. Koepcke (1961, 1963), tomando en cuenta los trabajos de Maisch (1935), Petersen G. (1939, 1949), Schweigger

HISTORIA MARITIMA DEL PERU

(1947)) y Weberbauer (1923, 1945), establecieron una división ecológica de la costa peruana, aunque sin señalar límites precisos. Los grupos establecidos son:

6.1

I BIOCENOSIS MARINAS CERCANAS A LA TIERRA

1. Agua libre
2. Biocenosis de los fondos rocosos
3. Fondo arenoso
4. Fondo de conchuela
5. Fondo fangoso
6. Biocenosis de los fondos planos con algas
7. Biocenosis de transición y mosaico de los fondos marinos

6.2

II BIOCENOSIS DE TRANSICION ENTRE EL MAR Y LA TIERRA

8. Orilla de roca inmóvil
9. Playa pedregosa
10. Playa arenosa
11. Biocenosis de los manglares
12. Boca de río

6.3

III BIOCENOSIS TERRESTRES CERCANAS AL MAR

a) El mar influencia mecánicamente el campo vital:

13. Rocas cercanas al mar
14. Barrancos de cantos rodados cercanos al mar
15. Dunas marinas

b) La sal es el factor más importante, el mar tiene pequeña influencia mecánica:

16. Lagunas saladas
17. Asociaciones de salicornia y batis
18. Gramadal

c) El rocío como fuente más importante del campo vital:

19. Desierto arenoso
20. Desierto de escombros y de piedras

CLASIFICACION FITOGEOGRAFICA

d) *La neblina como fuente de agua más importante del campo vital:*

21. Tillandsiales
22. Biocenosis de las lomas

e) *La lluvia como fuente más importante del campo vital:*

23. Semidesierto de arena
24. Semidesierto de escombros y piedras
25. Algarrobales y sabanas
26. Parque xerofítico
27. Bosques enrarecidos sobre colinas
28. Biocenosis de la selva costanera

f) *El aire y las aguas subterráneas como fuente del campo vital:*

29. Lecho de río con corriente
30. Desagües de estanques naturales de agua dulce
31. Orillas desnudas de río (por ejemplo campos pedregosos y orillas arenosas)
32. Asociación de *Eichhornia* sp. y *Pistia* sp.
33. Totoral
34. Invernas naturales pantanosas
35. Monte ribereño

6.4

IV ANTROPOCENOSIS

Asociaciones vitales en los campos del hombre.

7.0

CLASIFICACION FITOGEOGRAFICA DE LA COSTA PERUANA

7.1

ASPECTO GENERAL

Las asociaciones vegetales de la costa peruana, en su concepto más amplio, ocupan áreas correspondientes a zonas climáticas, dependiendo esencialmente del régimen pluvioso, de

la humedad atmosférica y en menor grado del agua subterránea. En el litoral pueden distinguirse, de un modo general, una faja interior con vegetación xerofítica, incluyendo marginalmente algunos bosques, y otra exterior con carácter desértico y semi-desértico así como de oasis de neblina (lomas) y de valle o fluviales.

En el transcurso del último siglo la fitogeografía del Perú ha sido investigada principalmente por Weberbauer (1911, 1914, 1929, 1935, 1944, 1945). En cuanto a la costa, han aportado valiosas contribuciones: Angulo (1955), Ellenberg (1958, 1959 a y b, 1964), Ferreyra (1957), H.-W. Koepcke (1957, 1961), H.-W. Koepcke y M. Koepcke (1951, 1953), M. Koepcke (1954), Maldonado (1943), Nicholson (1940), Petersen G. (1935, 1939, 1949, 1960), Reparaz (1958 a y b), Tosi (1960) y Velarde Núñez (1947) entre otros.

7.2

AMBIENTES NATURALES

Los ambientes naturales de la vida en la costa han sido objeto de estudio por H.-W. y M. Koepcke (1953); su esquema se reproduce, en forma abreviada, a continuación:

7.21

I VEGETACION ESCASA O NULA

- a) *Desierto*: ambientes rocosos, de derrubio, arcilla, salina, grava, laderas empinadas de cerros y áreas cubiertas de guano;
- b) *Litórea*: partes secas de los acantilados del mar, de las playas de ripio del mar, riberas fluviales áridas y arrambamientos arcillosos en las desembocaduras de ríos;
- c) Terrenos y paisajes alterados por acción humana.

7.22

II VEGETACION DISCONTINUA (SUELO VISIBLE)

- a) *Semidesierto*: suelos rocosos con cactáceas, bromeliáceas y otras especies;
- b) *Litórea*: riberas rocosas del mar cubiertas por algas, vegetación halofítica y dunas cubiertas por plantas;
- c) *Terrenos cultivados*: tierras de barbecho, tierras de labor con vegetación escasa.

CLASIFICACION FITOGEOGRAFICA

7.23

III VEGETACION DE HIERBAS Y ARBUSTOS:

- a) Estepas, tillandsiales, lomas de líquenes y musgos, lomas de pastoreo;
- b) *Litórea*: praderas pantanosas, riberas de río densamente cubiertas, rocallas con vegetación;
- c) *Paisaje de cultivo*: praderas de césped, campos de cultivo de algodón, caña de azúcar, maíz y huertas.

7.24

IV BOSQUES.

- a) *Bosques secos*: plantas leñosas siempre verdes. Algarrobales;
- b) *Litórea*: vegetación de las riberas de río;
- c) *Paisaje de cultivo*: parques, jardines, olivares.

7.25

V PANTANOS

- a) *Ambiente aéreo con escasa vegetación*: lagunas de agua dulce y salobre, valles fluviales, zonas de rompiente de mar, alcance del oleaje en las costas rocosas;
- b) *Ambiente aéreo con vegetación*: gramadales y juncos;
- c) *Paisaje de cultivo*: plantaciones de arroz, pozas y lagunas artificiales de agua dulce. Canales de regadío.

7.26

VI AMBIENTE MARINO DE LA VIDA:

Agua del mar (piélago nerítico); fondos rocosos y arenosos, de conchuela, fango y otros.

7.3

FORMACIONES VEGETALES

Las formaciones vegetales de la costa peruana están representadas en el "Mapa fitogeográfico de los Andes Peruanos" por Weberbauer (1923) y en las ampliaciones e investigaciones posteriores que se han citado al principio de este capítulo. En el resumen siguiente se han incorporado diversas observaciones propias.

7.31

1° BOSQUES HUMÉDOS SUBTROPICALES

La formación del bosque húmedo subtropical constituida por plantas macrotérmicas que requieren constantemente temperaturas altas y humedad abundante, se caracteriza por árboles, en su mayoría siempre verdes que ocupan las cumbres de los cerros del Caucho (prolongación setentrional de los cerros de Amotape, Departamento de Tumbes), que constituyen la divisoria de aguas entre los tributarios del río Zarumilla y el curso superior del río Tumbes. La vegetación es exuberante, similar a la de la selva amazónica, y perennifolio de aspecto característico. Ver la lista de las especies en Ferreyra (1957).

7.32

2° BOSQUES SECOS SUBTROPICALES

La formación seca subtropical, compuesta por xerofitas, plantas que demandan temperaturas elevadas y humedad, pero que soportan también sequías prolongadas, se extiende a manera de parque, en el departamento de Tumbes, desde el pie de los cerros de Amotape hasta el mar, internándose luego hacia la región de Chulucanas. En las áreas interiores incluye a veces terrenos similares a sabanas y estepas.

7.33

3° MANGLARES

En las desembocaduras, brazos y esteros de los ríos Tumbes y Zarumilla, se extienden los manglares o bosques al alcance de las mareas, encontrando su límite meridional, actualmente, en Punta Malpelo, a los 3° 30' lat. sur. Su flora está constituida principalmente por árboles con raíces adventicias (*Rhizophora mangle*, *lagunaria razemosa* y otros) creciendo sobre un sedimento fangoso de 30-60% de agua y un contenido de sal de 19-20‰. Un esquema sinecológico de los manglares fue publicado por S.A. Gerlach (1958) quien distingue el "Supralitoral", área donde el agua del mar penetra sólo en las zizigias y bravezas de mar o por percolación; el "Eulitoral", zona ambiental de las mareas, estando habitada por la formación propia de los manglares, aguas halófilas y el agua lodosa; y el "Sublitoral", zona cubierta constantemente por el agua del mar suficientemente transparente para que permita la penetración de la luz solar. Los manglares están rodeados por el "chaparral semihalofito más xerofitos", cuya flora fue estudiada por Ferreyra

CLASIFICACION FITOGEOGRAFICA

(1957, p. 198), y de las formaciones arbustivas de las playas marítimas.

Una fauna marina característica, compuesta principalmente por lamelibranchios, se halla asociada a esta formación vegetal, en especial *Anadara (Grandiarca) grandis* Broderip y A. A. Sowerby (*Arca grandis*). D. L. Frizzell (1946) comunica haber colectado tres especies de *A. grandis* en los lodos de la desembocadura del brazo Ramón (boca Virrilá) del río de Piura. Pero A. A. Olsson (1961) opina que las valvas de *Anadara grandis* encontradas en la bahía de Sechura, procedían del Tablazo pleistoceno que aflora allí. Se infiere que el ambiente de los manglares se habría extendido anteriormente mucho más al sur de sus actuales límites.

7.34

4° BOSQUES RIBEREÑOS DE ALGARROBOS (PROSOPIS JULIFLORA Y P. CHILENSIS)

Los bosques ribereños, incluso los campos de cultivo que los reemplazan, ocupan las vegas de los ríos perennes, así como de los cauces secos (quebradas) que eventualmente suelen conducir agua durante la época de verano. La formación de los bosques ribereños subsiste sólo cuando el agua subterránea es poco profunda y los campos de cultivo sólo debido al regadío artificial; representa un oasis fluvial dentro de un ambiente de aridez. En la zona de influencia de las lluvias anuales, los algarrobos se extienden también fuera del valle propiamente dicho, alternando con el zapote (*Capparis scabrida*) y otros árboles; se constituye la asociación llamada también "algarrobal más zapotal" de aspecto de parque xerofítico.

Las lagunas temporales de la época de lluvias de las pampas entre Tumbes y Zarumilla, se cubren con comunidades flotantes de *Nymphaea blanda*, *Eichhornia crassipes* y otras.

Hacia el interior de esta zona se produce otra zona de transición entre Algarrobal-Zapotal y el bosque perennifolio que Ferreyra (1957) denomina "Ceibal más matorral subxerofito" con una flora característica.

7.35

5° BOSQUES ESPINOSOS SUBTROPICALES

La flora del bosque subtropical constituye una vegetación xerofítica dispersa a manera de "sabana"; el suelo está cubierto de gramíneas; se halla preferentemente en el extremo sur de los cerros de Amotape y en una faja extensa al norte y sur de Olmos.

7.36

6° *MALEZA DESERTICA TROPICAL*

En el noroeste del Perú la maleza desértica tropical se extiende en una faja de ancho variable desde las cercanías de Zorritos y continúa pasando La Brea y Sullana hasta Olmos.

7.37

7° *MALEZA DESERTICA SUBTROPICAL*

La maleza desértica subtropical ocupa la propia costa en una faja angosta entre Zorritos y El Alto, otras áreas al este de La Brea, en la Silla de Paita y los cerros Illescas; bordea en faja relativamente angosta la zona desértica costanera y aparece en regiones aisladas entre Casma y Pativilca.

7.38

8° *DESIERTO TROPICAL*

La formación vegetal del desierto tropical tiene carácter transicional y ocupa un área pequeña al interior del desierto de Sechura, comprendida entre Piura, Olmos y Zapallal, abarcando entre otros al despoblado de Pabur. La flora consiste en arbustos y arbolillos dispersos, siempre verdes, mantenidos por el agua subterránea. En época de lluvia el suelo se cubre de hierba.

7.39

9° *DESIERTO SUBTROPICAL*

El desierto subtropical constituye un área de extrema aridez, ocupando una faja entre el litoral y el límite occidental de las lluvias anuales en la vertiente andina. Esta formación consiste en plantas leñosas muy dispersas, siempre verdes, mantenidas por el agua subterránea; faltan cactáceas y hierbas en el suelo; se inicia en Cabo Blanco-El Alto y se extiende paralelamente al mar hasta la frontera con Chile, abarcando vastas áreas de los desiertos de Paita, Sechura, Ica, Nazca, Vitor, Locumba y Tacna.

El desierto subtropical pone de manifiesto el ambiente de las llanuras con arenas movedizas que se desplazan en forma de capas o a manera de dunas aisladas o agrupadas. Su vegetación es escasa y esporádica, dependiendo esencialmente de la humedad atmosférica que procede de la alta nubosidad en las cercanías del mar.

K. Sauer (1950) y W. Rauh (1956) caracterizan el desierto subtropical por la humedad del aire y temperaturas elevadas. A. Weberbauer lo designa como "semidesértico".

CLASIFICACION FITOGEOGRAFICA

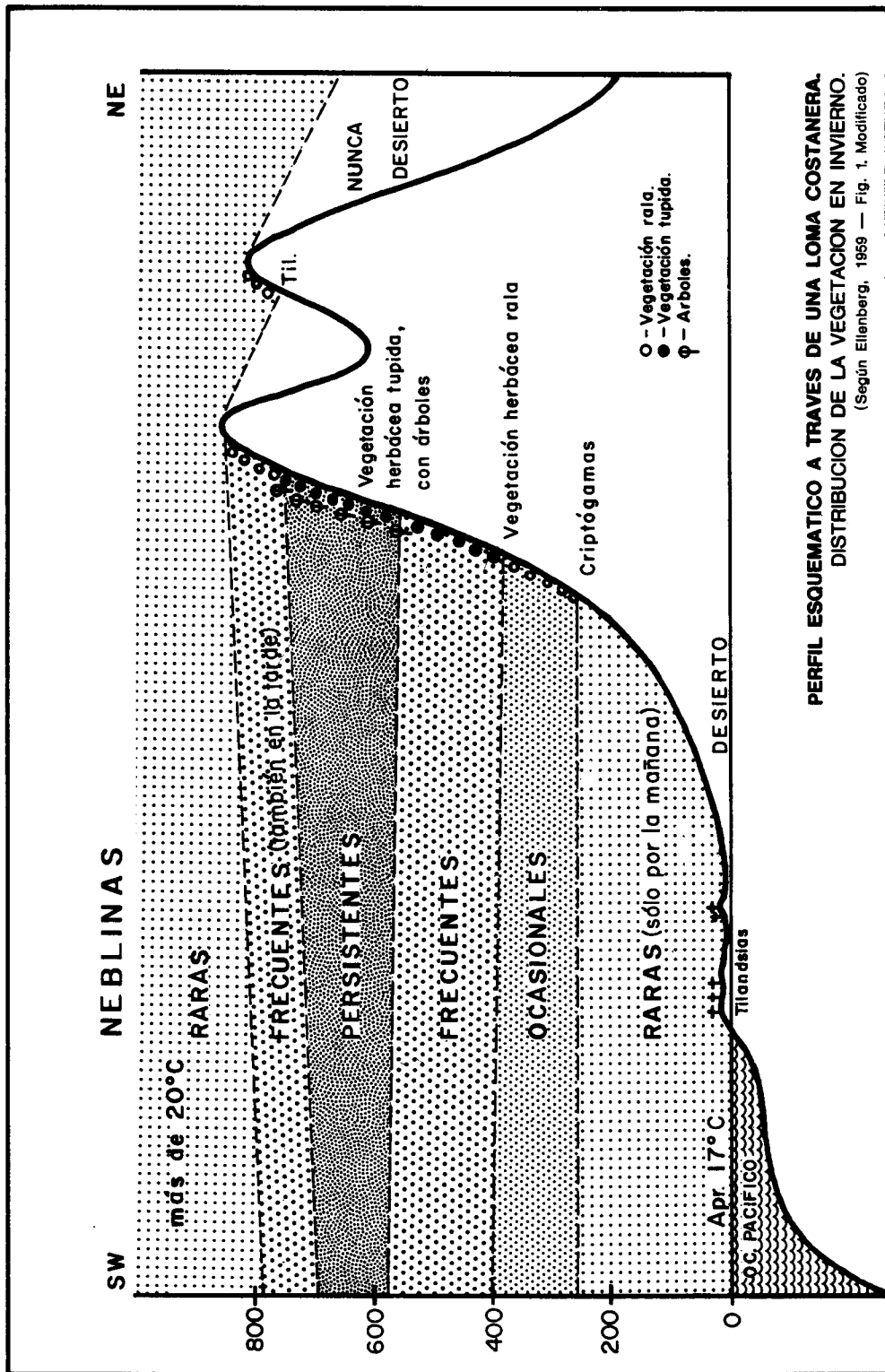
En el área del desierto subtropical, los gramadales, salares, salinas y pampas de arenales salinos y yesíferos ocurren frecuentemente en pequeños pantanos, pozas poco profundas y charcos con sedimento lodoso y capas de agua teñidos de tonos anaranjado y rojo sangre. Esta coloración se debe a la acumulación maciza de diminutos organismos. En algunos casos se trata de algas azules y flajelados cuya clorofila se halla cubierta de pigmentos rojos (Caratinoide, hematochromo); en otros, intervienen bacterias azufrígenas purpúreas que originan tonos salmón y purpúreo; sobre este proceso biógeno H. G. Schlegel (1963) aportó nuevos datos. Ver también lo expuesto en los casos de las salinas de Chilca, Huacho y otras donde A. Maldonado (1943) constató la presencia abundante de *Artemia (Callaonella) jelski* Kulczyski, pequeñísimo crustáceo de color rojizo cuyo habitat constituyen las aguas salinas terrestres, pero que no vive en el agua del mar; dicho autor también encontró un flajelado de color rojizo, no determinado aún entonces, en las aguas de las Salinas de Chilca.

7.310

10° FORMACION DE LOMAS

La asociación florística conocida como formación de lomas (llamadas por Tosi (1960) también chaparral bajo y chaparral alto, montano bajo) se extiende a lo largo de la costa, por lo general, en áreas aisladas de configuración irregular, a partir del cerro Campana cerca de Trujillo hacia el sur, presentándose desde Cañete hasta La Yarada (Tacna) en forma casi ininterrumpida. Según Ferreyra (1953) ocupa también algunas islas como San Gallán y Las Viejas en la bahía de la Independencia. Se encuentra también en el cerro Illescas (departamento de Piura) en un área descrita por Weberbauer (1914) y en la Silla de Paita calificada por Koepcke (1961) como loma típica, aunque pobre en especies.

La formación de lomas está estrechamente ligada a las condensaciones de agua a partir de las neblinas costeras de invierno; constituyen "oasis de neblina" dentro del desierto costanero. Su desarrollo óptimo ocurre donde las nubes estrato y estratocúmulo se extienden inmediatamente sobre el suelo en forma de neblina densa por días enteros durante los meses invernales. La vegetación arbórea "peina" la humedad a su paso hacia el interior. Dada la singularidad del fenómeno y su importancia económica para el pastoreo de ganado en la época en que seca el pasto en la sierra, el fenómeno de las lomas ha sido investigado detenidamente por Cueto Aragón (1967), Ellenberg (1959 a), Ferreyra (1960), Lueling (1963), Koepcke (1957, 1961), H. y M. Koepcke (1953), Koeppen (1934 a), Oehlhey (1939), Rauh (1956),



PERFIL ESQUEMATICO A TRAVES DE UNA LOMA COSTANERA.
DISTRIBUCION DE LA VEGETACION EN INVIERNO.
 (Según Ellenberg, 1959 — Fig. 1. Modificado)

CLASIFICACION FITOGEOGRAFICA

Roessl (1967), Sauer (1950), Tosi (1960), Velarde Núñez (1947) y Weberbauer (1923, 1944, 1945), entre otros. El desarrollo vertical de las lomas es gradual y en función directa a la altura sobre el nivel del mar (ver Fig. 14). El perfil típico de las lomas comprende:

- a) Desierto inferior (0-100 m.s.n.m.).
Ocasionalmente zonas de gramíneas (*Distichilis spicata*), lagunas de agua salobre, costras salinas y yesíferas.
- b) Zona inferior de tillandsias grises (aprox. 100 m.s.n.m.).
La formación de las tillandsias (*Tillandsia latifolia* y otras) ocurre también en el litoral sin tener ninguna relación con la formación de las lomas. Las raíces de las tillandsias no penetran en el suelo y su vida depende únicamente de la humedad atmosférica.
- c) Zona semidesértica de criptógamas (200 m.s.n.m.).
La formación de criptógamas consiste en algas azules, constituyendo capas gelatinosas (*Nostoc commune*). En presencia de los rayos solares, las algas se secan y tornan negruzcas. En las lomas al sur de Lima predominan los líquenes.
- d) Zona de vegetación herbácea y de epifitas. Entre 200-400 m.s.n.m.
- e) Zona de hierbas altas (400-550 m.s.n.m.).
La formación de hierbas altas consiste en plantas anuales, bulbosas y rizomatosas. Los arbustos son escasos o faltan. Ambiente de la flora de los amancaes (Amaryllidáceas): *Stenomesson coccineum*, cuyas flores anaranjadas se presentan sólo en la época seca, contrastando con las hojas que aparecen en tiempos de neblina; *Hymenocallis amancaes*, cuyas flores son de un amarillo claro.
- f) Zona de arbustos y árboles altos, musgos y epifitas (entre 500 y 650 m.s.n.m.).
Ambiente a manera de parque. En años de gran humedad, la región es apta para el cultivo.

Al sur de Lima, donde los valles abiertos permiten el acceso de neblinas abundantes como por ejemplo en la región de Lurín, el límite inferior de esta zona desciende más abajo de los 300 m. A su vez, encima de los 650 m.s.n.m. los árboles y arbustos disminuyen rápidamente.

En Lachay, Atocongo, Lurín, Atiquipa y Clesesí se han desarrollado bosques regulares. En la zona de mayor condensación, la humedad percola hasta unos dos metros de profundidad, permitiendo el crecimiento de hierbas anuales y arbustos siempre verdes. (Ellenberg, 1959 a).

Los datos obtenidos por Ellenberg (1959 a) en las lomas de Lachay revelan el efecto de la condensación del agua bajo la acción de las plantas:

LACHAY.- Promedio de totales anuales de precipitación (en mm.)

Período	al ambiente	debajo de Casuarinas	debajo de Eucaliptos
1944-54	168	488	676

g) Zona superior de *Tillandsia*.

A partir de los 700 m. de altura comienza a disminuir la abundancia de hierbas y la vegetación arbórea se vuelve rala, desapareciendo finalmente. Se reemplaza primero por una zona de *Tillandsia* y luego por el desierto superior, que se extiende hacia el interior hasta el nivel inferior de las lluvias anuales de verano.

Al sur de Lima, donde las neblinas persistentes de invierno se inician a partir del mar, el límite inferior del desarrollo de gramíneas y hierbas se inicia a poca altura; así se le observó en 1964 a los 100 m.s.n.m. La humedad precipitada por la condensación de las neblinas, alcanzó para mantener pequeños cultivos.

La vegetación de fanerógamas, en los alrededores de Pachacámac comenzó a enverdecerse el 31 de agosto de 1964, a los 110 m. En los valles secos de Peña, Pucará y Lúcumo, situados al este de Lurín, el límite inferior de la vegetación de las lomas, el 6 de setiembre de 1964, se halló a los 95 m. de altura sobre suelo pedregoso, contrastando con el color grisáceo de los cactáceos diseminados en las laderas del valle. La distancia en línea recta entre el mar y dicho límite inferior, fue de 5 km. En el valle Lúcumo los árboles desaparecen a 1.5 km. aguas arriba de La Capilla de Lúcumo, y la vegetación herbácea, a la distancia de otro kilómetro en un punto ubicado a los 300 m.s.n.m. La faja de las lomas verdes de Lurín es por tanto solamente de 4 a 5 km. de ancho, valor que con pequeñas variaciones se puede observar en muchas localidades de la costa. En el sur del Perú la vegetación se extiende hasta la propia costa.

Tanto en las lomas de Lachay como en las de Lurín, durante el invierno pastean en cada región de cuatro a siete mil cabezas de ganado procedentes del interior, donde en dicha época escasea el pasto. Los pastores nómadas se alojan en carpas y corrales construidos de piedra.

Presumiblemente las agrupaciones de arbustos y árboles de muchas lomas habrían tenido una extensión mayor que en la actualidad. Contribuye a la disminución, en primer lugar, el corte de leña por los pastores nómadas y la voracidad del ganado caprino de roer brotes frescos de las plantas herbáceas en contraste con la costumbre del ganado vacuno que apacenta las hierbas siguiendo los caminos típicos que originan en las faldas de los cerros.

El problema de la arborización de la costa en el pasado geológico subreciente, es diferente. Durante los últimos 15,000 años







vienen realizándose cambios significativos de clima que se han reconocido, según ya se ha expuesto, por las particularidades del modelado geomorfológico. En aquel entonces la costa experimentó un clima de mayor pluviosidad que permitía el desarrollo de bosques extensos, mesotermales, cuyos relictos se hallan como bosques pluviofolios, subtropicales, a partir de 800 a 1,000 m. de altura en varias localidades de la vertiente occidental de los Andes, como por ejemplo: Taulis (Río Saña) y Zárata (San Bartolomé-Lima) entre otros, cuya fauna describió Koepcke (1957).

La vegetación de las lomas, en opinión de Ellenberg (1958, 1959 a, 1964) habría disminuido en su extensión desde hace algunos cientos de años. La expansión original no es fácil de establecer puesto que se trata de una flora higrófila de hojas delicadas que sólo prospera a la sombra y debajo de los estratos de neblina, no tolerando exposiciones prolongadas a los rayos del sol. Koepcke (1961) señala el contraste que existe entre esta vegetación y la del bosque de Taulis del semidesierto húmedo del norte peruano.

7.311

11° FORMACIONES DE VEGETACION DE CARACTER LOCAL

Las formaciones de vegetación de carácter local ocupan áreas pequeñas dentro del ambiente de las formaciones generales. En algunos casos desempeñan un papel geológico como factor biógeno en la descomposición de las rocas.

- a) Capas delgadas de algas azul-negruczas que cubren los barrancos rocosos a la orilla del mar. Dichas algas absorben la humedad del agua marina finamente pulverizada por la rompiente; las alteraciones de las rocas producidas por las algas se pueden observar en muchas playas.
- b) Vegetación efímera que crece temporalmente en la costa de lodolita en el fondo de los ríos secos y en los sedimentos depositados por las corrientes turbulentas en el litoral durante el período de verano.
- c) Flora halófila de las playas, en los gramadales, estepas de gramíneas litorales. La elevada salinidad de estos ambientes permite sólo el crecimiento de vegetación natural, pero no el de plantas de cultivo. La grama (*Distichlis spicata*) abunda en pequeñas lagunas y pozas naturales cuyo origen se debe generalmente a la infiltración de agua de origen lejano o procedente del agua de regadío sobrante. A. Maldonado (1943) ha dedicado a las lagunas de Boza, Chilca y Huacachina y los gramadales de la costa del Perú, un tratado detallando el aspecto botánico, químico y geológico de estos fenómenos.

8.0 CLASIFICACION CLIMATOLOGICA

8.1 ASPECTO GENERAL

El clima de los trópicos y subtropicos consiste básicamente en la alteración de épocas secas y lluviosas. Las diferencias de temperatura en el transcurso del año son menos significativas. Las estaciones, por tanto, se caracterizan por precipitaciones, humedad atmosférica y economía del agua en circulación¹⁶. El clima del litoral peruano, de un modo general, suele caracterizarse como desértico pero tal término no es aplicable en toda su extensión, ya que el noroeste de la costa es semitropical y subtropical, con lluvias estacionales y en la porción restante están comprendidos numerosos oasis fluviales y lacustres, así como una infinidad de áreas de alta humedad atmosférica cubiertas con un tipo de vegetación particular. Esta variedad ha originado que desde hace casi un siglo, el clima de la costa haya sido estudiado bajo diferentes aspectos.

Entre los autores que se ocuparon del clima del litoral peruano son mencionados: Adams (1905), Angulo (1955), Anónimo (1956), Atlas Histórico-Geográfico del Perú (1970), Barrera (1945), Bowman (1916/1938), Broggi (1941 a y b, 1943), Collin Delavaud (1968), Conrad (1936), Cueto Aragón (1967), Doberitz (1967), Dollfuss (1962), Eguiguren (1894/95), Ellenberg (1959 a y b, 1964), Ferreyra (1953, 1957, 1960), Hann (1908/11), IMAPE (1964), Knoch (1930), Koepcke (1957, 1961), Koepcke y M. Koepcke (1951, 1953), Koeppen (1934 a y b, 1936, 1937, 1948), Landsberg y otros (1965), Lauer (1952), Lueling (1963), Maldonado (1943), Maldonado y Gamarra Dulanto (1945), Middendorf (1894), Miró Quesada (1925), Murphy (1926), Nicholson (1940, 1942), Oehley (1939), Petersen G. (1935, 1936, 1939, 1949, 1951, 1956, 1960), Petersen G. y Alberca C. (1954), Portocarrero (1921), Rauh (1956), Reparaz (1958 a y b, 1961), Roessl (1967), Roldán Seminario (1956), Rudloff (1959), Schroder (1965, 1967 a y b, 1969 a, b y c.), Schweigger (1947, 1959, 1961, 1964), Sheppard (1933), Sievers

16. Los españoles, al conquistar la América tropical encontraron un cambio de tiempo lluvioso con árido en vez de las estaciones climáticas europeas y llamaron en consecuencia "invierno" al período caluroso y lluvioso (enero-abril) y "verano" a la estación fría y seca (mayo a octubre). Esta terminología singular viene conservándose todavía a través de los siglos en el departamento de Tumbes y regiones circunvecinas.

CLASIFICACION CLIMATOLOGICA

(1914), Troll (1930, 1948, 1957, 1958, 1959, 1962, 1964, 1965), Troll y Paffen (1965), Valdivia Ponce (1959), Velarde Núñez (1947), Weberbauer (1911, 1914, 1923, 1929, 1935, 1944, 1945), y Zorrel (1928).

El litoral, debido a su gran extensión de norte a sur, se subdivide, en primera aproximación, en:

- a) Clima semitropical, comprendido entre los 5° Lat. sur y la frontera con el Ecuador.
- b) Clima subtropical costanero a partir del río Chira hacia el sur; dentro de este tipo existen como climas locales: clima de los desiertos costaneros secos y húmedos, clima de las áreas llamadas lomas.

Los módulos numéricos característicos para la costa son: horas de sol, temperaturas medias anuales, distribución de las precipitaciones acuosas con sus lluvias y neblinas.

Cuadro N° 9

HORAS DE SOL EN EL LITORAL PERUANO

(Tomadas de Landsberg y otros:
Atlas mundial de climatología, 1965).

Lugar	<i>Promedio mensual</i>		Total anual
	Enero	Julio	
Tumbes	200-250	200	2,400-2,500
Piura	200-250	150-200	2,500-2,800
Trujillo	200-250	150	1,200-2,200
Callao	200-250	50-100	1,000-1,200
Lima	150	50-100	1,000-1,200
Ica	200-250	50-100	1,000-1,200
Mollendo	200-250	200	1,200-1,400
Tacna	200-250	250	2,400-2,800

HISTORIA MARITIMA DEL PERU

Cuadro Nº 10

TEMPERATURAS MEDIAS ANUALES EN EL LITORAL PERUANO

(Tomadas de Schroeder:

Mapa de Temperatura Media Anual del Perú, 1967).

Región	Temperatura media anual en °C.
1. Zaramilla y región al este del curso del río Tumbes.	superior a 25.1
2. Tumbes, Zorritos, Piura, Sechura, Olmos.	23.1-25.0
3. a. Cabo Blanco, Talara, Paita, Silla de Paita, Cerro Illescas, Chiclayo. b. Ica y faja oriental del desierto de Ica.	21.-23.0
4. a. Litoral de Pacasmayo, Trujillo, Casma. b. Faja interior del litoral al pie de los Andes, atravesando la parte central del desierto de Ica hasta las inmediaciones de Lomas.	19.1-21.0
5. Litoral, faja contigua al mar desde Huarney hasta Tacna, incluyendo Huacho, Lima, Chincha, Pisco, Lomas, Camaná, Mollendo, Ilo y Sama.	17.1-19.0

Cuadro Nº 11

PROMEDIO ANUAL DE LA TEMPERATURA EN LUGARES CON CLIMA DESERTICO

LUGAR	°C	Años de observación
Piura	23.7	18
Cayalti	21.5	22
Cartavio	19.4	10
Lima	18.3	26
La Molina	18.3	27
Cañete	19.2	7

Cuadro N° 12

TEMPERATURAS MEDIAS VERDADERAS EN LIMA

Promedio de 26 años, en °C
(Tomado de E. Roldán Seminario, 1956).

Enero	21.6
Febrero	22.3
Marzo	21.9
Abril	20.2
Mayo	17.8
Junio	15.9
Julio	15.3
Agosto	15.2
Setiembre	15.6
Octubre	16.4
Noviembre	17.8
Diciembre	19.4
Promedio	18.28°C

8.2

DISTRIBUCION GENERAL DE LAS LLUVIAS

Los valores más altos de precipitación se hallan en el extremo noroeste del litoral, disminuyendo gradualmente hasta adquirir valores mínimos en la región de Tacna. Representaciones cartográficas del régimen pluvial del Perú se deben a Knoch (1930), Lauer (1952), Nicholson (1942), Petersen G. (1935) y Schroeder (1969), entre otros. Se ha extraído del mapa pluviométrico del último de los autores nombrados, la relación que va a continuación:

Cuadro N° 13

**DISTRIBUCION GENERAL DE LAS LLUVIAS
EN EL LITORAL PERUANO**

Región	Precipitación anual, en mm.
1. Nacientes del río Zarumilla y cuenca media del río Tumbes.	1,200 - 1,800
2. Interior del Dpto. de Tumbes; divortium acuarum de los cerros de Amotape.	800 - 1,200
3. Interior del Dpto. de Tumbes; falda occidental de los cerros de Amotape.	500 - 800
4. Id. antepaís de los cerros de Amotape y su continuación en la vertiente occidental de los Andes.	300 - 500
5. a. Litoral entre Tumbes y Zarumilla. b. Faja ancha, atravesando el paisaje ondulado del interior de los Dptos. de Piura y Tumbes.	150 - 300
6. a. Faja litoral de la Zona comprendida entre Zorritos, Máncora y Cabo Blanco. b. Interior del Dpto. de Piura y su continuación como faja angosta en la vertiente occidental de los Andes hasta Arequipa	75 - 150
7. Faja interior del litoral desde Talara hasta Chiclayo, alcanzando en la costa central hasta Chosica y en la meridional hasta Atiquipa y Moquegua.	25 - 75
8. Areas de los cerros Illescas, Trujillo, Pisco, Ica, Mollendo y Tacna, pero excluyendo las áreas de las lomas como Lachay y Atiquipa entre otras.	0 - 25

CLASIFICACION CLIMATOLOGICA

Los mapas pluviométricos se diseñan con auxilio de valores como los señalados arriba, pero para interpretar la distribución natural de la vegetación se requiere el conocimiento de las estaciones áridas y húmedas. Troll (1965), propone como más apropiada para diferenciar los climas ombrotérmicos la escala siguiente:

Cuadro N° 14

RELACION OMBROTERMICA Y TIPO DE VEGETACION

Meses húmedos	Tipo de Vegetación	Meses áridos
12 - 9.5	Bosques pluviófilos y de transición	0 2.5
9.5 - 7	Sabanas húmedas	2.5 5
7 - 4.5	Sabanas secas	5 7.5
4.5 - 2	Sabanas con arbustos espinosos	7.5 10
2 - 1	Semidesierto	10 11
1 - 0	Desierto	11 12

La clasificación del clima referente a la vegetación natural por la duración de los períodos áridos y húmedos del año, tiene su aplicación más significativa en la agricultura ya que su producción depende además de la zonación térmica de este factor climático, según ha puesto en evidencia Jaetzold (1970). El número de meses húmedos anuales señala el tiempo vegetativo principal de los cultivos anuales y cierto número de meses áridos, los límites de sequía para los cultivos perennes. Además, para la diferenciación del clima agrario debe tenerse en cuenta la intensidad, distribución en el año y el equilibrio de precipitación y evaporación. En cuanto a la distribución anual porcentual de la precipitación en el Perú, se dispone del mapa de Schroeder (1969a), donde se demuestran los períodos áridos y húmedos en un gran número de estaciones meteorológicas; lamentablemente no existe

un lugar con número suficiente de años de observación en el límite occidental de las lluvias anuales y donde a la vez se realiza el cultivo de secano, para demostrar el aspecto práctico de la clasificación indicada.

A pesar de este inconveniente, como ejemplo del aprovechamiento de los períodos áridos y húmedos en toda la vertiente occidental de los Andes, se citan nuestras investigaciones de marzo de 1970 en el valle del río Huataya, afluente del río Chancay, a unos 43 km. de distancia al noreste de Chancay. A ambos lados del río Huataya, en el área de los caseríos Yunguy, Naupay, Lamplan, Huachinga y Otec, existen sistemas de acequias que sirven para el regadío de terrenos de cultivos situados por debajo de los 2,600 m. de altura. Por otra parte, se trabajan laderas de cerros y terrazas ubicadas a mayores alturas que la indicada. Tales áreas se labran exclusivamente en el período húmedo del año. En estos sitios la intensidad de las lluvias varía de año en año y, por comparación con otras regiones, se puede suponer que las precipitaciones lleguen anualmente a unos 200 a 250 mm., casi exclusivamente entre noviembre y marzo; esta cantidad es suficiente para un período vegetativo. Las tierras se comienzan a preparar en setiembre y octubre y el sembrío en noviembre, con las primeras lluvias. El cultivo comprende cebada, maíz, arveja y papa, todas plantas que requieren de 5 a 6 meses de crecimiento. La cosecha se realiza en abril, exceptuándose la alfalfa, que rinde dos cortes durante la estación de lluvias. El resto del año los terrenos de secano permanecen áridos.

8.3

SUBDIVISION CLIMATICA DE LA COSTA PERUANA

El esquema de Troll, en cuanto se refiere al Perú, aún no es aplicable con toda precisión, debido a que en el litoral y la vertiente occidental de los Andes, el número de observatorios meteorológicos es reducido y no basta para diseñar un mapa con precisión.

8.31

CLIMA LLUVIOSO DEL BOSQUE TROPICAL SIEMPRE VERDE

Este tipo climático está caracterizado por gran humedad en verano y el bosque pluviofolio de plantas macrotérmicas. La temperatura del mes más frío es superior a 18°C. Fórmula de Koeppen: Af (Clima de selva tropical lluviosa). Extensión: interior del departamento de Tumbes; prolongación noreste de los cerros de Amotape, Cerro El Caucho y valle superior del río Tumbes.

CLASIFICACION CLIMATOLOGICA

8.32

CLIMA DE SABANA

Este tipo climático es alternativamente árido y húmedo, con lluvias en todos los años y bosques pluviofolios. Extensión: interior del Dpto. de Tumbes. Fórmula de Koeppen: Aw (Clima de sabana).

8.33

CLIMA CALUROSO DE ESTEPA

Clima estepario con lluvias en verano. Temperatura anual superior a 18°C. La estación más seca corresponde al invierno. Bosques espinosos suculentos. Extensión: parte exterior del Dpto. de Tumbes y contrafuertes de los Andes en el noroeste del Perú. Según Sheppard (1933) y Koeppen (1934 a y b, 1937) este clima continúa también al norte del Golfo de Guayaquil. Fórmula de Koeppen: BSw (Clima estepario con época seca en el invierno).

Falta un invierno extremo, pero en los terrenos cultivados se presenta algunas veces el fenómeno de "helada", causando daños a las plantas por enfriamiento excesivo. La helada se produce cuando la temperatura nocturna desciende bruscamente algunos centígrados, pero sin llegar en ningún caso al grado "O" (cero). El fenómeno ocurre con cielo despejado.

8.34

CLIMA FRIO DE ESTEPA, SECO

La temperatura media anual es inferior a 18°C y la del mes más caliente, superior a 18°C. Extensión: vertiente occidental de los Andes. Fórmula de Koeppen: BSKw (clima estepario; época más seca en invierno).

8.35

CLIMA DESERTICO

8.351

CLIMA DESERTICO CALUROSO

Representante principal del clima tropical semidesértico y desértico. Extensión: litoral entre 4°30' y 18° Lat. sur. En la costa norte y central, alcanza al mar, pero en el sur se interna, ocu-

pando sobre todo la parte central del desierto de Ica. Fórmula de Koeppen: BW (clima desértico).

El clima caluroso desértico se caracteriza por áreas extensas de dunas y arenas movedizas transportadas eólicamente sobre grandes distancias. Los vientos de polvareda ocurren habitualmente en los desiertos de Sechura, Ica y Paracas. La arena se origina tanto en las playas como en los desiertos circundantes por desintegración o intemperismo mecánico de las rocas.

8.352

CLIMA DESERTICO, FRIO

En la faja del clima desértico y frío la temperatura media anual es inferior a 18°C. Extensión: costa meridional y las llanuras elevadas entre la Cordillera de la Costa y las vertientes occidentales de los Andes. Fórmula de Koeppen: BWh.

8.353

CLIMA DESERTICO, CALUROSO Y HUMEDO

El ambiente del clima desértico, caluroso y húmedo ocupa gran parte del desierto costanero. Pero en términos generales, la humedad atmosférica de la costa es moderada por cuya razón esta región se incluye entre los desiertos costaneros semi-húmedos, término equivalente al de "Feuchtluftwüsten" de Koeppen (1934). En todo el año se presentan neblinas. Temperatura media anual: inferior a 22°C.

Dentro del ambiente general, existen numerosas áreas de alturas entre los 100 y 600 m. que experimentan en invierno precipitaciones de consideración a partir de las neblinas, alcanzando su total hasta 120 mm. y en algunos casos aún más. Constituyen el ambiente de las lomas que llaman la atención por su verdor típico

Weberbauer (1944, p. 116) dice al respecto: "Viviendo dentro de una atmósfera fresca y siempre húmeda, bajo un cielo generalmente cubierto, las plantas de la loma carecen en su mayoría, de aquella capa de pelos grises y pardos que en muchas regiones de poca lluvia sirve como defensa contra los rayos solares. A eso se debe el color intensamente verde de las lomas cuyo aspecto ameno contrasta con el desierto pálido". Fórmula de Koeppen: BShg. (Ver cuadro N° 6).

CLASIFICACION CLIMATOLOGICA

Cuadro Nº 15

PRECIPITACION ANUAL EN ZORRITOS

Altura: 10 m.s.n.m. (en mm).	
1920	
1	
2	
3	
4	
5	1,524.0
6	1,265.5
7	125.6
8	35.1
9	386.7
1930	168.2
1	*)
2	**)
3	(100.0) ***)
4	(150.0) ***)
5	(100.0) ***)
6	174.4
7	77.7
8	102.5
9	656.3
1940	125.8
1	343.6
2	44.3
3	441.6
4	136.2
5	240.7
6	101.9
7	323.6
8	78.1
9	160.1
1950	104.3
1	93.9
2	36.4
3	631.9
4	11.3
5	72.9
6	66.8
7	301.4
8	268.6
9	120.8
1960	69.5
1	87.7
2	37.9
3	121.0 ****)
4	173.0 "
5	407.0 "
6	46.0 "
7	96.0 "
8	Trazas
9	Suspendido
Promedio anual:	
234.34 mm (41 años de observación)	

*) Observación: enero y febrero con 148.5 mm. No incluida en el cálculo.

***) Observación, 1932 se hizo en El Gurí (Cerro Blanco, Río Tumbes) con 1,872 mm.

****) Observaciones interpoladas con auxilio de las observaciones en El Alto, Lobitos, Negritos y Piura.

*****) Los datos fueron extractados por el Dr. R. Jaetzold de los registros del Servicio Nacional de Meteorología SENAMHI. (Gentil comunicación en carta del 28.8.1970).

8.353.1

*NEBLINAS DE VERANO Y DE INVIERNO
EN LA COSTA PERUANA*

La humedad atmosférica en la costa central es alta, llegando a 80% (Petersen G. 1951) y en Casa Grande a 83% (Doeberitz, 1967). La temperatura media es superior a 18°C. Aunque la frecuencia de las neblinas es grande (hasta 70 días al año), sólo en un 25% ocurren precipitaciones mensurables; ellas proceden del océano y se presentan en dos épocas distintas del año.

1) *NEBLINAS DE VERANO*

Las neblinas de verano tienen una relación genética con el surgimiento local de las aguas frías de la Corriente Peruana y que penetran tierra adentro sobre distancias hasta de 5 km. aproximadamente. Las neblinas se originan en las primeras horas de la mañana y se disipan hacia el mediodía, volviendo a aparecer ocasionalmente en las últimas horas de la tarde.

2) *NEBLINAS DE INVIERNO*

Las neblinas de invierno constituyen un techo entre los 200 y 500 m.s.n.m., aproximadamente, penetrando tierra adentro sobre distancias hasta más de 15 km. especialmente en los desiertos de Ica y Sechura. La mayor persistencia se observa de junio a octubre; los días de sol, durante este período, son escasos.

8.353.2

*LLUVIAS VERANIEGAS E INVERNALES
EN LA COSTA PERUANA*

Los aguaceros intensivos de corta duración se presentan en la región tropical del noroeste peruano con regularidad en todos los años. Por el contrario, en la zona costanera desértica constituyen un fenómeno raro. Las lluvias generales de gran intensidad y duración de horas son los fenómenos característicos de la estación de lluvias en los departamentos de Tumbes y Piura cuyo régimen fue descrito detalladamente por Petersen G. (1935). (Ver también el cuadro N° 15).

Chaparrones o chubascos de duración breve pero de rendimiento abundante, ocurren de preferencia en horas nocturnas, en los desiertos costaneros como por ejemplo en la región al sur de Ica. Las aguas precipitadas, sin embargo, percolan por lo general en las arenas desérticas en corto tiempo.

2,000

2,000

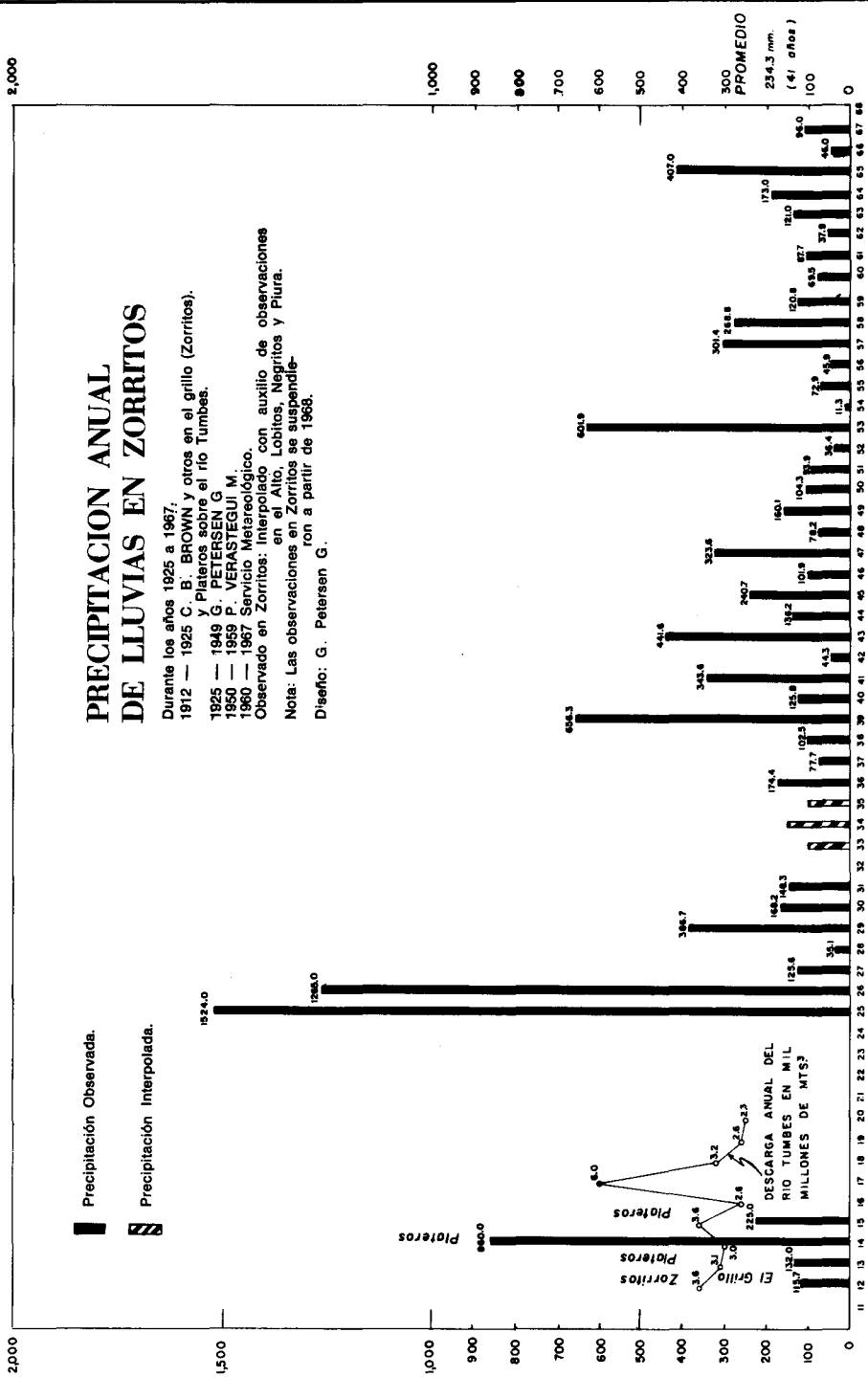
PRECIPITACION ANUAL DE LLUVIAS EN ZORRITOS

Durante los años 1925 a 1967:
 1912 — 1925 C. B. BROWN y otros en el grillo (Zorritos).
 1925 — 1949 G. PETERSEN G. Y Piateros sobre el río Tumbes.
 1950 — 1959 P. VERASTEGUI M.
 1960 — 1967 Servicio Meteorológico.

Observado en Zorritos: Interpolado con auxilio de observaciones en el Alto, Lobitos, Negritos y Piura.
 Nota: Las observaciones en Zorritos se suspendieron a partir de 1968.

Diseño: G. Petersen G.

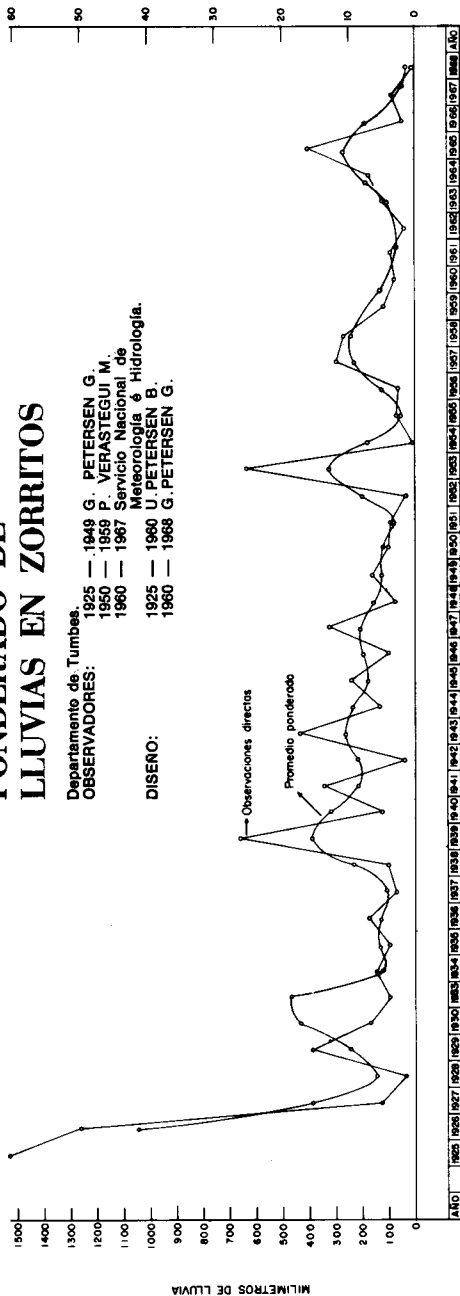
■ Precipitación Observada.
 ▨ Precipitación Interpolada.



Dib. en 1972

PRECIPITACION Y PROMEDIO PONDERADO DE LLUVIAS EN ZORRITOS

Departamento de Tumbes.
OBSERVADORES:
 1925 — 1949 G. PETERSEN G.
 1950 — 1959 P. VERA STEGUI M.
 1960 — 1967 Servicio Nacional de Meteorología é Hidrología.
DISEÑO:
 1925 — 1960 U. PETERSEN B.
 1960 — 1968 G. PETERSEN G.



CLASIFICACION CLIMATOLOGICA

En la zona de lluvias anuales, tanto en el noroeste peruano como a lo largo de la vertiente occidental de los Andes, predominan las lloviznas, precipitaciones de poca intensidad pero de larga duración..

La llovizna de niebla o garúa se desprende de las nieblas bajas que constituyen el cielo gris del litoral durante el invierno; es precipitación menuda que moja por todos los lados; predomina en la costa central y sur.

1) LLUVIAS VERANIEGAS EN LA COSTA

Las lluvias veraniegas del litoral se presentan con regularidad todos los años en la porción setentrional del departamento de Tumbes, donde alcanzan hasta el nivel del mar. Su límite occidental, a partir de Zorritos, retrocede en el interior de Piura, según el mapa pluviográfico del Noroeste del Perú (Petersen G., 1935). En su continuación al sur, el límite occidental de las lluvias anuales va ascendiendo gradualmente la vertiente occidental de los Andes, encontrándose en la actualidad, al este de Pacasmayo, entre 1,000 y 1,500 m. de altura; en la región de Chosica entre 1,200 y 1,600 m.s.n.m.; en la región de Arequipa, en 2,200 m. aproximadamente. En consecuencia, dicha línea va alejándose del mar unos 50 km. en los alrededores de Chosica y unos 100 km. en Arequipa.

El régimen de las lluvias veraniegas está condicionado básicamente por los vientos procedentes del océano. El aire caluroso y húmedo, en verano (noviembre a abril) se enfría al pasar por encima de la Corriente del Perú o de Humboldt, originándose frecuentemente neblinas. Al atravesar la costa desértica, el aire vuelve a calentarse en su ascenso por la vertiente occidental de los Andes; según las condiciones atmosféricas se producen las precipitaciones lluviosas a partir de los 1,600 m. de altura.

Aunque la costa —excepción hecha del Dpto. de Tumbes— no participa en las lluvias anuales regulares, éstas invaden ocasionalmente el desierto por horas o días, debido al desplazamiento anormal de los centros de presión atmosférica. En algunas ocasiones, las lluvias se extienden hasta las islas guaneras. Como referencias bibliográficas se citan Eguiguren (1894/98), Murphy (1926), Petersen G. (1935) entre otros.

2) LLUVIAS INVERNALES EN LA COSTA

El régimen de las lluvias invernales (mayo-octubre) se diferencia del régimen de las precipitaciones veraniegas, porque el aire húmedo procedente del océano, después de haber pasado la faja de la Corriente del Perú, se desplaza sobre el desierto frío

HISTORIA MARITIMA DEL PERU

costanero, produciéndose una condensación en forma de neblinas a un nivel entre 100 y 500 m.s.n.m. aproximadamente.

Las neblinas invernales, al deslizarse sobre el suelo y entrar en contacto con la vegetación, desprenden su humedad en forma finísima. Según se indica en el cuadro N° 5, el volumen anual total de esas precipitaciones es muy pequeño¹⁷.

Para mayor detalle del fenómeno se reproduce el índice de precipitación efectiva en Lima (158 m.s.n.m.) de acuerdo con 29 años de observación (Valdivia Ponce, 1959).

Cuadro N° 16

PRECIPITACION EFECTIVA EN LIMA

<i>Mes</i>	<i>Cantidad en mm.</i>
Enero	1.21
Febrero	0.51
Marzo	0.79
Abril	0.43
Mayo	4.01
Junio	7.04
Julio	10.60
Agosto	11.91
Setiembre	9.63
Octubre	3.71
Noviembre	2.26
Diciembre	1.21
Año	52.77 mm.

Compárese este valor con el de 165.75 mm. en Lachay, 400 m.s.n. m. (Cuadro N° 6) y de 265 mm. en Atocongo (7 años de observación, según Ferreyra, 1953).

17. Las lloviznas de niebla se llaman en quechua *ippuni* y, cuando están acompañadas de sol, *chirapanmi*. En el Perú, a partir del siglo XVI, se les designa con el nombre de *garúa*, voz que se deriva probablemente de la palabra portuguesa *caruja*, que significa neblina según Tauro: Diccionario Enciclopédico del Perú, 1966. En Chile se les llama "Camanchaca".

CLASIFICACION ESTRATIGRAFICA

8.36

CLIMA DESERTICO, HUMEDO Y FRIO

La temperatura anual es inferior a 18°C, oscilando entre 16 y 23°C. Neblinas frecuentes y abundantes. Extensión: lomas de la costa meridional, cuya vegetación, a partir de Nazca hacia el sur, evidencia diferencias florísticas con las lomas de la costa central. Fórmula de Koeppen: BWKw.

La flora de las lomas, según Ferreyra (1935), comprende 63 familias de fanerógamas y unas 400 especies, sin incluir las plantas criptógamas.

El óptimo del desarrollo natural de la vegetación de las lomas se presenta:

en el norte de la costa en los meses de julio y agosto;

en el centro de la costa en los meses agosto y setiembre;

en el sur de la costa en los meses octubre y noviembre.

9.0

CLASIFICACION ESTRATIGRAFICA DE LAS FORMACIONES GEOLOGICAS QUE AFLORAN EN EL LITORAL PERUANO

9.1

ASPECTO GENERAL

La evolución de la tierra ha originado, tanto en el mar como en la tierra firme, fenómenos geomorfológicos y sedimentos rocosos, así como depósitos magmáticos y volcánicos que se manifiestan en forma de arcillas, lutitas, arenas, areniscas, cuarcitas, así como en rocas de precipitación química y diversas rocas ígneas. Las fuerzas endógenas y exógenas producen yuxta y superposiciones de dichas rocas y sus múltiples variaciones cuyo ordenamiento en espacio y tiempo es meta de la estratigrafía, la que con la colaboración de ciencias auxiliares establece secuencias cronológicas relativas y absolutas, según el caso y método aplicado. Los resultados de la estratigrafía son usados en la reconstrucción de la paleogeografía o sea la conformación y constitución tectónicas de determinadas regiones terrestres o bien de continentes enteros, amén de las correlaciones entre ellos mismos. En este contexto intervienen estudios exactos y empíricos. Por la naturaleza compleja y abundante de los problemas, sur-

HISTORIA MARITIMA DEL PERU

gen con frecuencia durante el estudio, hipótesis y enunciados contradictorios entre sí. Pero, el propósito de la investigación no reside en el afán de creerse en posesión de una teoría única, sino en el de buscar entre todas las teorías para acercarse así paulatinamente a la verdad.

Cuadro N° 17

ZONAS DE SEDIMENTACION EN LA LITOSFERA SUBMARINA

ZONA	PROFUNDIDAD debajo del nivel del mar (en metros)	ORGANISMOS	SEDIMENTOS
Litoral	playero 0-3	Necton Plancton Bentos	Dentro del alcance de las mareas: cascajo grava arena
	nerítico 3-200		Entre la línea de bajamar y 200 m. de profundidad: arena fina lodo y barro calcáreo
Batial	200-4,000	Hemipelagial	Lodo muy fino, barro profundos
Abisal	4,000-5,500	Pelagial	Lodos de diatomeas, etc. Lodos con tobas volcánicas
Hadal	5,500-11,516		fangos de profundidad: arcillas rojas y verdes, residuos insolubles.

NOTAS: Nerítico: Aguas someras, cercanas a la costa. — Plataforma continental submarina.
Pelagial: Aguas lejanas de la costa.
Hadal: Aguas de las fosas oceánicas profundas.
Necton: Organismos con propulsión propia.
Plancton: Organismos pasivos que flotan en el agua sin movimiento propio.
Bentos: Organismos sésiles en el fondo del mar o con autolocomoción restringida.

CLASIFICACION ESTRATIGRAFICA

9.11

CONSTITUCION DE LA TIERRA.

La tierra, evaluada a través de 45,500 observaciones por satélites, posee un radio medio de 6,378.169 km. ± 8 m. Su interior, por interpretación sismológica, posee un núcleo pesado con un radio de 3,400 km. cuya composición se interpretó originalmente como formada de metales pesados, pero en la actualidad se supone como plasma electrónico, en que las esferas electrónicas de los átomos, debido a las presiones muy altas, habrían experimentado un colapso de su estructura, condensándose a un estado de enorme compactación con el aumento de densidad consiguiente. Sigue el núcleo, una esfera con un radio de 5,170 km. de material en fusión llamado Siderósfera y Calcósfera constituidas principalmente por metales pesados. La corteza terrestre o litósfera tiene un espesor aproximado de 1,200 km; su zona interna, llamada SIMA (de silicio y magnesio) está compuesta preferentemente de rocas gabroides y basálticas, y la zona externa, llamada SIAL (de sílice y aluminio), de rocas graníticas y sedimentarias. La hidrósfera, con un espesor que sería entre 0 (cero) y 11,521 m. constituye los océanos con un 98% de su masa total. La atmósfera mide un mínimo de 800 km. pero el 90% de la masa del aire se halla concentrada en los 20 km. inferiores.

9.12

EVOLUCION DE LA TIERRA Y DE LA VIDA ORGANICA

La tierra, después de haber pasado la etapa de astro luminiscente o el estado fotoico, se cubrió con su primitiva corteza lítica, probablemente hace 4,500 o 5,000 millones de años, según los conocimientos actuales. En aquel entonces, el ambiente de la superficie fue anhídrico y azoico. En el transcurso de la evolución se han producido numerosos eventos de índole geotectónica que hacen dudar de la existencia, en alguna parte, de restos de esta litósfera original. Con todo, la edad de las rocas más antiguas conocidas se estima en 4,000 millones de años; a las de Eurasia se les atribuye una antigüedad de 3,200 millones de años (ver cuadro N° 18).

Los primeros organismos tuvieron por lo general cuerpos blandos que se conservaron difícilmente; pero los más antiguos fósiles hallados en calizas de Rhodesia del Sur (Africa), tendrían la edad de 2,700 millones de años; y otros procedentes de Gunflint, Ontario, en el Canadá, tienen una antigüedad de 2,000 millones de años; se les comprende en la era Arqueozoica.

Las bacterias de Ontario se identificaron por medio del microscopio electrónico; pertenecen al tipo de bacterias vasculares, morfológicamente comparables con las bacterias de hierro actuales. En Australia Central, a su vez, se ha constatado en el Criptozoico restos de algas verdes y azules. Tales algas verdes son posiblemente representantes del período transicional entre formas simples y complicadas de algas verdes. Su desarrollo orgánico sugiere que la vida principió antes de los 3,000 millones de años.

Aunque se aportan continuamente nuevos conocimientos sobre el desarrollo de la vida en la tierra, se reconocen desde luego algunas normas evolutivas.

Desde que aparecieron las algas primitivas hasta el final del Criptozoico, han transcurrido más de 2,000 millones de años, tiempo suficientemente extenso para el desarrollo de las especies y su adaptación al medio ambiente producido por la evolución de la tierra.

En la transición del Criptozoico al Paleozoico se presenta ya una fauna y flora muy variadas que en el transcurso de tan sólo 600 millones de años ha producido la abrumadora variedad de organismos que pueblan la tierra en la actualidad.

Es una de las leyes fundamentales de la evolución orgánica la perfección cada vez mayor de los individuos. Las mutaciones que no se adaptan al plan general de la evolución, desaparecen pronto (principio de selección). El desarrollo evolutivo en el mar, que durante épocas prolongadas se caracteriza por un ambiente uniforme, procede de un modo tranquilo, mientras que en los continentes el ritmo es más variado. Durante la historia terrestre se producen alteraciones ambientales de gran envergadura originadas por modificaciones en los contornos de los continentes, levantamientos a manera de cordilleras y cambio de zonas climáticas, cuya conjunción da lugar a las "grandes revoluciones" en la evolución terrestre y a cambios significativos de las especies de los reinos orgánicos. En el proceso de evolución existen especies de gran longevidad; sin embargo, en estratigrafía, los de desarrollo rápido, pero de corta vida, se prestan mejor para la clasificación cronológica de los sedimentos.

9.2

ESTRATIGRAFIA DEL LITORAL PERUANO.

La reseña que se ofrece a continuación complementa las exposiciones correspondientes hechas en los capítulos sobre los departamentos de la costa. Respecto a la aplicación de la nomenclatura estratigráfica en el Perú, ver Rivera (1956), Rivera y Fuentes (1972).

Cuadro N° 18

ESQUEMA CRONOLOGICO GENERAL DE LA TIERRA
Según Calvin, V. Buelow, Holmes, Kulp, Quiring y otros.

EDAD en millones de años	ERAS	SISTEMAS	PISOS	OBSERVACIONES
1	NEOZOICO	Cuaternario	Holoceno Pleistoceno	Homo sapiens
36		Terciario		
140	MESOZOICO	Cretáceo	Senoniano Necomiano	
		Jurásico		
230		Triásico		Mamíferos
	PALEOZOICO	Permiano		
345		Carbonífero	Pennsylvaniano Missisipiano	
405		Devoniano		
425		Siluriano		
480		Ordoviciano		Vertebrados
600		Cambriano		Moluscos
1,200		PROTEROZOICO	Algonquiano	Criptozoico IV Criptozoico III
1,900 2,000 2,700 3,000	ARQUEOZOICO	Arqueano	Criptozoico II	Algas de Gun- flint, Ontario
3,500			Criptozoico I	Algas en calizas de Rhodesia del Sur (Africa)
4,000				Rocas más anti- guas de Eurasia Peridotitas de las Islas San Pedro y San Pablo (Atlántico).
4,500				Rocas más anti- guas de la cor- teza terrestre.
5,000				astroluminescente.

9.21

CRIPTOZOICO

En el continente sudamericano los estratos más antiguos, según Pflug (1968) y Lotze (1968), afloran en los tres grandes escudos: Guayana, brasileño de la costa y brasileño central; pertenecen al Criptozoico, fluctuando su edad entre los 500 a 4,000 millones de años. Hablando de un modo general, se trata de paragneises, micacitas, cuarcitas, esquistos y filitas. Rocas metamórficas semejantes, consideradas originalmente y que aún siguen siendo clasificadas como Criptozoico, ocurren en algunas regiones andinas (río Marañón) y para andinas del Perú y Chile. Estudios modernos han revelado que en Chile, una parte del supuesto Criptozoico pertenece al Paleozoico.

9.22

PALEOZOICO

En cuanto al departamento de Arequipa, Bellido y Narváez (1960) atribuyen a las rocas del Complejo Basal costanero o Complejo de Lomas, la edad entre Criptozoico y Paleozoico inferior. Entre las rocas paleozoicas del litoral meridional se encontraron estratos con braquiópodos del Devoniano (Puente Fiscal sobre el río Tambo) y con fusulinas del Pennsylvaniano (Carbonífero superior) en Atico. Benavides Cáceres (1962) opina por tanto que el complejo metamórfico de la región Atico-Camaná-Mollendo es por lo menos pre-Devoniano y probablemente Criptozoico; Paredes Pacheco (1964), a su vez, lo considera pre-Devoniano.

El granito rojo de la región de Mollendo y Mejía atraviesa el gneis. El análisis radiométrico arrojó como edad absoluta 450 millones de años, que corresponden al Ordoviciano (Petersen G., 1969b; Bellido, 1969). Este resultado se halla en línea con el obtenido en rocas similares del norte y centro de Chile que se consideran Paleozoico (González Bonorino y Aguirre, 1970).

Otro complejo de rocas metamórficas que consiste de granito, gneis, ortogneis, andesitas, esquistos y pizarras filíticas, fue descrito por Werenfels (1927) característicos de los cerros Illescas; afloran también en los cerros de Amotape, en la Silla de Paita, así como en la costa al sur de este puerto; estando desarrollados en forma de esquistos y pizarras a andalusita. Broggi (1913) describe el aspecto general de las rocas de la Silla de Paita como de esquistos a biotita y muscovita y gneis grisáceo con inyecciones de cuarzo, aplita y pegmatita. En el eje longitudinal de la Silla de Paita, en la intersección con el camino a Tortugas, afloran micaesquistos con intercalaciones de pegmatitas, filitas y pizarra. En cuanto a los cerros Illescas, al pie de un filón pegmatíti-

co, entre Reventazón y Salinas Cerro, el Dr. Ulrich Petersen B. colectó especímenes de Citrino SiO₂, de color amarillo claro a amarillo de miel; algunos de los ejemplares recogidos evidencian pulimento ocasionado por la arena desértica (Petersen G., 1970).

Los macizos de Amotape, Silla de Paita, Asperería e Illescas tienen núcleos de rocas ígneas, principalmente de tipo de granito de edad probablemente jurásica (Idding y Olsson, 1928, p. 7). Estas intrusiones de origen magmático han transformado las rocas encajonantes de edad paleozoica, pero a medida que se alejan de los núcleos ígneos, el metamorfismo disminuye. La secuencia de rocas metamórficas, pizarras normales y gneises abarca una gran parte del Paleozoico. Broggi (1913) menciona, de la base de los acantilados de Paita, pizarras grises y negras, considerándolas de edad siluriana. En los rodados desprendidos de las pizarras de la cuesta de Ñaupe (Piura) el geólogo Pedro Verástegui M. encontró fósiles no muy bien conservados que, según opinión del Dr. Cooper, de Washington, bien podrían ser de edad siluriana o devoniana, pero no carbonífera (Petersen G. 1949). En las inmediaciones de Paita se ha descubierto una pizarra con *Lingula*, que Gerth (1955) toma por Paleozoico inferior. Hace dos decenios que el Dr. I. Tafur H., según su gentil comunicación epistolar del 23 de mayo de 1969, estudió la geología de los cerros Tortolitas, cerca de la carretera Panamericana y a 10 km. al NNW de la cuesta de Ñaupe, en cuya oportunidad hizo "un pequeño acopio, consistente en lutitas pizarrosas muy endurecidas, con huellas y moldes positivos de algunos gasterópodos espiralados y pequeños *umbiliculum* así como de lamelibranquios escasamente determinables y partes de branquiópodos. Un especialista de Estados Unidos informó que los especímenes mal preservados (principalmente de gasterópodos) habían sido homologados con especies de un rango desde el Cambriano hasta el Ordoviciano o un poco más joven".

El Devoniano se reconoció en los cerros de Amotape, constituyendo una secuencia de un espesor de 1,200 m. y comprendiendo esquistos, cuarcitas y pizarras descritos como formación Cerro Negro del grupo Cabanillas (Martínez, s.a./1972, p. 108 y Fig. 1).

Las pizarras débilmente filitizadas de la Punta de Paita contienen impresiones de plantas que, según Steinmann (1929/1930a), pertenecen probablemente al Carbonífero. Aunque estos fósiles no se han podido identificar, Newell, Chronic y Roberts (1953, p. 11), teniendo en cuenta las semejanzas litológicas y posición estratigráfica, consideran provisionalmente los estratos con plantas como Missisipiano o Grupo Ambo. Tierra más adentro de este sitio, una caliza oscura con Crinoidea contiene la especie coralina *Clislophyllum* que es característica del Carbonífero (Gerth, 1955, p. 81).

HISTORIA MARITIMA DEL PERU

El Carbonífero ocupa un área grande en el suroeste de los cerros de Amotape, donde existen varios sitios de pizarra débilmente metamórfica con fósiles que fueron asignados al Carbonífero por Bravo (1921) y clasificados por Thomas (1928) como Carbonífero superior (Pennsylvaniano). Una secuencia de más de 1,400 m. de espesor de pizarras oscuras y cuarcitas del Cerro Prieto pertenecen al grupo Tarma. Datos estratigráficos más detallados se señalan en: Zevallos (1972).

El Paleozoico del Noreste peruano, excepción hecha del Carbonífero, requiere aún estudios más detallados. En el informe todavía inédito, presentado a la antigua Empresa Petrolera Fiscal, con fecha 3 de abril 1950, bajo el título: "Sobre el esquema estratigráfico del Noroeste del Perú" propusimos como nuevos nombres de formación: Tortolitas, Silla de Paita, Nermete y Amotape, cuya posición estratigráfica sería la siguiente:

PALEOZOICO DEL NOROESTE DEL PERU					
PERIODO		GRUPO	FORMACION		
			Región de Amotape Paita y Piura		
Permiano		Mitu	Palaus		
Carbonífero	Pennsylvaniano	Tarma	Cerro Prieto (Amotape)		Pizarras Cuarcitas
	Missisipiano	Ambo	Chaleco de Paño	Nermete	Pizarras con plantas
Devoniano		Cabanillas	Cerro Negro	Silla de Paita	Pizarras con lingula
Ordoviciano				Tortolitas	Pizarras fosilíferas
Cambriano					

CLASIFICACION ESTRATIGRAFICA

El Paleozoico falta en la parte central de la costa entre Chiclayo y Paracas; en este último lugar aflora una secuencia continental con mantos de carbón de edad Mississipiano (ver lo expuesto en el capítulo correspondiente al departamento de Ica). El Permiano superior está representado por areniscas arcósicas y clásticos gruesos de origen continental de la formación Mitu en el área de Atico y Ocoña (Bellido y Narváez, 1960; Mendivil y Castillo, 1960).

9.23

MESOZOICO

En la faja costanera, el Mesozoico está presente en una secuencia potente de volcánico-sedimentarios.

9.231

TRIASICO SUPERIOR-JURASICO INFERIOR

El Triásico superior-Jurásico inferior aflora en los valles de Chicama y del Chira, consistiendo en derrames y piroclásticos andesíticos así como areniscas y calizas, bajo el nombre Grupo Zaña. En el sur del Perú (departamentos de Arequipa, Moquegua y Tacna) las rocas análogas se llaman Grupos Yamayo y Volcánico Chocolate.

9.232

JURASICO MEDIO Y SUPERIOR

El Jurásico medio está representado por la formación Río Grande, compuesta de volcánicos, grauvacas, areniscas y lutitas. En la faja litoral de los departamentos de Arequipa, Moquegua y Tacna, la formación Guaneros constituye el Jurásico superior.

9.233

CRETACEO

El Cretáceo inferior ocurre sobre todo en la región de Lima, donde fue investigado inicialmente por Lisson (1907), Rivera (1951), Rosenzweig (1953), Fernández Concha (1958) y Bellido (1969). Se trata de secuencias potentes de volcánico-sedimentarias, areniscas, lutitas y calizas. Su secuencia estratigráfica es:

HISTORIA MARITIMA DEL PERU

CLASIFICACION ESTRATIGRAFICA			
	EPOCA	FORMACION	LITOLOGIA
CRETACEO INFERIOR	Albiano	Casma	Volcánico-sedimentario
	Aptiano	Atocongo	Calizas
	Barremiano y Hauteriviano	Pamplona	Lutitas, areniscas
	Valanginiano	Marcavilca	Areniscas
Herradura Salto del Fraile		Lutitas Areniscas	
JURASICO SUPERIOR	Berriasiano	Puente Piedra	Superior Cuarcitas Puente Inga Arcillas
	Titoniano		Inferior Cuarcitas

En el interior de la faja costanera de los departamentos de Lambayeque, La Libertad y la parte setentrional del de Lima, ocurre la formación Casma, compuesta de areniscas, lutitas, bancos de piroclásticos y derrames andesíticos. Los fósiles encontrados pertenecen al Albiano. Según Bellido (1969) la serie volcánico-sedimentaria de la misma edad se extiende hasta la región de Nazca.

Los estratos más modernos del Cretáceo superior ocurren en el noroeste del litoral, en las regiones de Amotape, Lancones y Paíta; se trata de calizas, conglomerados y lutitas, cuyas características litológicas y paleontológicas fueron descritas detalladamente por Iddings y Olsson (1928) y Olsson (1934 y 1944). La secuencia estratigráfica es la siguiente:

	FORMACION	
Daniano	Mal Paso Petacas	
Maestrichtiano	Ancha Monte Grande	
Maestrichtiano- Campaniano	Redondo	Copa Sombrero
	Sandino	
Albiano Aptiano	Muerto Pananga	

9.24
NEÓZOICO

9.241
TERCIARIO

La configuración del mar peruano experimentó un cambio fundamental con el solevantamiento de la cordillera que se realizó en varias etapas (Petersen B., 1958 a y b). El mar retrocedió hacia el oeste, bañando, con una breve excepción en el norte del Perú, las estribaciones de la Cordillera de los Andes, tal como se presentan en la actualidad. (Ver los mapas paleogeográficos en Weeks, 1947, 1956; Petersen B., 1958 a). A consecuencia de estos hechos, el mar peruano se convirtió prácticamente en un mar epicontinental. La sedimentación de las arcillas, lutitas, arenas, areniscas y conglomerados de origen marino, se produjo preferentemente en un ambiente de zócalo continental del tipo lábil en la amplitud que se ha definido en el primer capítulo de esta obra. La zona costanera está reflejando los movimientos tectónicos verticales tanto positivos como negativos que se registran en el desarrollo geotectónico de la Cordillera de los Andes desde el fin del Cretáceo, durante el Terciario y el presente geológico. El complejo movimiento geotectónico dio lugar algunas veces a transgresiones marinas tierra adentro por más de cien kilómetros, según ya se ha dicho; y otras veces a un retiro completo, al extremo que se formaron albúferas extensas de sedimentación, hallándose la línea de la costa supuestamente más de 40 km. al oeste frente a Paita, según habría sido el caso durante la acumulación de la formación Pariñas (Eoceno medio), según expuso E. Pflucker (1953, p. 13 y fig. 8). (Ver también la reproducción del Mapa de Pflucker en Petersen G., 1963 b, p. 65, fig. 19). Durante el Terciario se constituyeron tres cuencas de sedimentación; dos de origen marino: la del noroeste del Perú y la de la costa central entre Cañete y Camaná; y una de origen continental en la costa meridional entre Atico y la frontera con Chile. El desarrollo litológico difiere considerablemente en las tres zonas. La secuencia de origen marino varía, tanto en sentido vertical como lateral, en forma típica para las zonas litorales; playeras y neríticas (ver Cuadro N° 17), y por consiguiente existe una subdivisión en numerosas formaciones.

Entre los autores que investigaron de preferencia la estratigrafía del Terciario del noroeste peruano mencionamos a: Adams (1906), Berry, Ed. (1919), Berry, W. (1932), Bosworth (1922), Brighton (1926), Grzybowky (1899, 1937), Hanna e Israelsky (1925), Hay-Roe y Amiel (1972), Iddings y Olsson (1928), Nelson (1870), Olsson (1928, 1929, 1930, 1931, 1932),

Petersen G. (1932, 1936, 1937 a y b, 1938, 1942, 1950, 1960), Petersen G. y Quiroga (1954), Spieker (1922), Welter (1931 a y b) y Werenfels (1927). El esquema generalizado de las formaciones establecidas se indica en el Cuadro N° 19.

Entre Cañete y Camaná se extiende otra área de rocas terciarias de origen marino cuyo mayor centro de distribución se halla en la zona costanera del departamento de Ica. Los principales autores que se ocuparon de la estratigrafía del Terciario de esta faja son: Adams (1906), Broggi (1925 a, 1940, 1943, 1946), Colbert (1944, 1945), Fuchs, Fern. (1900), Fuchs, Fed. (1905, 1950), Gutiérrez (1948), Hoyt y Marcona Co. (1963), Lissón (1898 a-d, 1925), Lissón y Boit (1942), Maldonado (1943), Marsters (1909), Mertz (1966), Newell (1956), Olaechea (1888), Petersen, G. (1932, 1954, 1963), Rasmuss (1931), Rivera (1954, 1957), Ruegg (1952, 1957, 1966), Salfeld (1933), Stappenbeck (1925), Steinmann (1929, 1930 a) y Stone (1954).

La formación Paracas consiste litológicamente en lutitas, calizas, margas y arcillas. Rivera (1957), que estudió su fauna, distingue dos zonas faunísticas: la inferior, zona de *Turritella Woodsi* Lissón, siendo digno de notar que ninguna especie de la zona inferior se encuentra en la superior y viceversa. La formación Paracas ocupa un área vasta, por el norte desde el Cerro Colorado (Cañete) hasta Caravelí en el sur. La formación Arquillo fue establecida por Petersen G. (1954, p. 43), fundándose en el estudio de la microfauna practicado por Stone (1954). Con todo, por razones meramente de orden litológico, Newell (1956) reunió la formación Arquillo con Paracas.

La formación Camaná (Ruegg, 1952; Stainforth y Ruegg, 1953) se sobrepone a un plano de erosión cortado en rocas ígneas y sedimentarios del Mesozoico, que consisten en calcáreas, brechas fosilíferas, capas abigarradas y conglomerado basal. Los autores citados distinguen dos secciones: una de origen marino de edad Oligoceno-Mioceno inferior y otra superior de origen continental de edad Mioceno superior-Plioceno, que equivaldría en parte a la formación Moquegua. El levantamiento sobre el nivel del mar de la formación Camaná comenzó en el Oligoceno-Mioceno con desplazamiento vertical de entre 800 y 1,600 m.

La formación Pisco está constituida por sedimentos de grano fino, de diatomitas blancas con intercalaciones de tobas volcánicas. En su extensión meridional los estratos se tornan arcillosos y arenosos y forman potentes capas fosilíferas que contienen numerosos restos de ballenas y moluscos. En el sitio Sacaco, cerca de Acarí (extremo setentrional del departamento de Arequipa) afloran varios esqueletos de cetáceos (Ruegg, 1957; Petersen G., 1968). Dos de estos esqueletos fósiles, casi completos, se hallan en exhibición en el Museo Geológico de la Universidad Nacional de Ingeniería, en Lima. Un tercer ejemplar, encontrado en el valle inferior del río Ica fue descrito como *Incacetus*

CLASIFICACION ESTRATIGRAFICA

Cuadro N° 19

ESQUEMA ESTRATIGRAFICO GENERALIZADO DEL NEOZOICO DEL NOROESTE DEL PERU

EDAD	FORMACION	TERRAZAS MARINAS
Holoceno a Pleistoceno	Punta Mal Pelo	Salina Negritos Lobitos Talara
Pleistoceno a Plioceno	Zarumilla	Máncora
Mioceno	Tumbes Cardalitos Zorritos	
Oligoceno	Heath Máncora	
Eoceno	Cone Hill Mirador Chira Verdún Pozo Talara Chacra Pariñas Pale Creda Mogollón Salina	
Cretáceo		

Cuadro N° 20

**ESTRATIGRAFIA DEL NEOZOICO DE LA COSTA
MERIDIONAL DEL PERU**

EDAD	FORMACION	ESPEJOR m	
Pleistoceno	Topará	150	arcillas
Plioceno	Cañete	20	areniscas, conglome- rados, lutitas
Mioceno- Plioceno Sup.	Moquegua Sup.	350	
Mioceno	Huamani	240	areniscas, conglome- rados
Superior	Pisco	640	diatomitas
Mioceno Inf. Oligoceno	Camaná	500	areniscas tufáceas lutitas y areniscas fossilíferas
Eoceno	Arquillo	150	areniscas margas, lu- titas, areniscas calcá- reas, conglomerados.
	Paracas	1,000	

NOTA: Las formaciones Arquillo y Paracas se consideran como equivalentes a las formaciones Chira y Talara, respectivamente, del noroeste del Perú (Stone, 1954; Rivera, 1954, 1957).

broggii (Broggi, 1940; Colbert, 1944, 1945). Los nódulos fosfatados ocurren en los estratos de esta formación en áreas extensas de las regiones de Ocucaje y Quebrada de los Quesos; esta última es afluente del río Grande por su margen izquierda, inmediata a la hacienda Monte Grande. Lechos con nódulos fosfatados, diminutos, afloran en la margen izquierda del Río Seco, a tres kilómetros de Pozo Santo (km. 261 de la Carretera Panamericana al Sur).

La formación Pisco se depositó en aguas someras o neríticas; constituye por eso un caso de sedimentación especial, ya que

CLASIFICACION ESTRATIGRAFICA

normalmente las diatomitas se hallan a mayor profundidad y en aguas frías, ricas en diatomeas. Cuando se hallan diatomitas cercanas a la costa, las aguas frías surgentes y abundantes en sílice serían responsables de la proliferación de diatomeas. Mertz (1966), quien examinó 15 muestras de la formación Pisco colectadas por los Drs. Walter Wetzel de Kiel y Edwin Koch de Hannover, encontró 69 especies, variedades y formas pertenecientes a 23 géneros; 36 de ellas eran conocidas y 17 fueron descritas como nuevas. La porción planctónica asciende a 86.7% Mertz llega a la conclusión, en el orden ecológico, de que la abundancia de plancton ha alimentado enormes cantidades de peces, según testimonian las escamas y espinas, que a su vez atraen a los cetáceos ya mencionados, cuyos numerosos huesos y esqueletos se encuentran en diversos sitios de esa región.

Adams (1906) supuso que "probablemente hubo durante el período Terciario, un canal o brazo de mar", opinión seguida por los investigadores posteriores; como separación del océano se acepta la existencia de una barra submarina o un cordón de islas. Una corriente fría dirigida de Sur a Norte aportó el plancton que se acumuló en las aguas relativamente tranquilas del brazo o cubeta epicontinental. La transición dentro de la diatomita blanca y los conglomerados pardos suprayacentes (formación Huamani), señala una fase de reactivación del sollevamiento de la Cordillera de los Andes.

La formación Cañete se compone de conglomerados, areniscas y arenas, que descansan discordantemente sobre el Mioceno (form. Pisco y Huamani). Esta formación yace en una vasta área entre Cañete y el río Pisco, estando dislocados sus estratos por los mismos movimientos geotectónicos que comprometieron al Mioceno pero no al Cuaternario (Petersen G., 1954, p. 48).

9.241.1

TERCIARIO DE ORIGEN CONTINENTAL

FORMACION MOQUEGUA

El margen interior de la faja costanera meridional, entre Ocoña y Tacna, está cubierto por extensas áreas constituidas por sedimentos de origen continental, compuestos por una variedad de rocas poco consolidadas. Su edad se supone ser Mioceno-Plioceno superior. Se distinguen dos secciones, una inferior de areniscas tufáceas y arcosas grises a marrones y "otra superior de litología variable, que yace con débil discordancia sobre el miembro inferior" (Bellido, 1969). En la actualidad, los sedimentos están sujetos a una intensa erosión.

9.25

CUATERNARIO

Los sedimentos de edad Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno) de la faja costanera, están constituidos por arenas, areniscas calcáreas, arcillas, margas, lutitas, conglomerados y aglomerados, frecuentemente fosilíferos; se presentan de diferentes maneras, adquiriendo en varios casos la categoría de formaciones estratigráficas.

9.251

SEDIMENTOS DE ORIGEN MARINO

FORMACION ZARUMILLA

La formación Zarumilla constituye una secuencia de más de 100 m. de arenas, arcillas y cascajo poco consolidados, que aflora a lo largo del río Zarumilla y se conoce por haberse hecho perforaciones para agua potable. En virtud de la microfauna analizada por Betsabé Zanatti, y la macrofauna estudiada por Broggi y Balta, se atribuye a la formación Zarumilla una edad Plioceno-Pleistoceno (Petersen G., 1949).

9.251.1

TERRAZAS MARINAS DEL NOROESTE PERUANO

Las terrazas marinas del departamento de Piura y regiones vecinas, en cuanto a su cronología, fueron estudiadas por Iddings y Olsson, Pilsbry y Olsson, Lemon y Churcher, Richards, así como Richards y Broocker (ver la bibliografía citada anteriormente); concluyen que el tablazo Máncora contiene una fauna con elementos indicativos de aguas frías que se desplazaron de sur a norte. La fauna del tablazo de Talara se asemeja a la de Máncora. En cambio, el tablazo de Lobitos comprende elementos faunísticos de aguas templadas que se relacionan con las especies que se hallan en los sedimentos de los tablazos de la península de Santa Elena, Ecuador, y en las costas norteñas. Se interpreta la situación en el sentido de que entre ambos períodos las aguas frías fueron desviadas al oeste, tal como se desplazan en la actualidad las aguas frías de la Corriente Peruana o de Humboldt.

Con respecto al cambio climático durante el Pleistoceno, se refiere al gran depósito de restos de mamíferos y otra fauna de origen terrestre encontrada en La Brea, al sureste de Talara. Lemon y Churcher (1961) que estudiaron dicha asociación

CLASIFICACION ESTRATIGRAFICA

faunística, interpretan el hallazgo de que en el intervalo entre post-Máncora y pre-Talara, existía en aquella región un paisaje con ríos permanentes o semipermanentes consecuentes a un clima húmedo que permitió, en las cercanías de la costa noroeste, hoy desértica, la existencia de mastodontes (*Haplomastodon*), tapires, equides, cervides, camelides (*Paleolama*); carnívoros como cánidos y felinos (*Panthera*) y edentados (*Glossotherium*), para citar sólo algunas de las 19 especies identificadas, que se retiraron de dichos parajes al desaparecer la vegetación abundante cuyos restos se encontraron igualmente en el citado sitio.

Suter y otros, establecieron una correlación entre las terrazas marinas y las alturas diferentes del nivel del mar durante varias glaciaciones pleistocenas (Cuadro N° 4), pero en la actualidad se explica con mayor facilidad el complejo sistema de las Terrazas por medio de los procesos geotectónicos del desarrollo de la Cordillera de los Andes; acontecimientos que, durante el Cuaternario, han desplazado algunas decenas de kilómetros más al oeste la línea de la costa del mar peruano hasta su actual posición. Desde el punto de vista geológico, la costa presente significa igualmente una etapa transitoria a largo plazo, ya que la costa seguirá sujeta al complejo movimiento geotectónico con sus fenómenos acompañantes de ablación constante y, viceversa, agrandamiento del litoral.

La intensidad de los movimientos geotectónicos a lo largo de la costa es variable y depende esencialmente de la movilidad de cada uno de los bloques estructurales que constituyen la corteza en el subsuelo del litoral. Con todo, a lo largo de la costa se observa una tendencia similar de solevantamiento según evidencian las terrazas marinas que se han citado en este trabajo, de las regiones de Piura, Ica, San Juan, Moquegua y Tacna.

9.252

SEDIMENTOS DE ORIGEN EPICONTINENTAL

FORMACION PUNTA MAL PELO

El nombre Punta Mal Pelo fue empleado como formación por Petersen G. (1963 b, p. 59) en el esquema estratigráfico del noroeste del Perú y, en este trabajo, se define con aplicación a los sedimentos de origen epicontinental del delta del río Tumbes y de la desembocadura del río Zarumilla, en la amplitud de la descripción del delta nombrado, dada en el capítulo 5.1, Departamento Tumbes. Los sedimentos consisten en arenas de los espigones y limos de los esteros con intercalación ocasional de grava y arena aportada por vía eólica. Las variaciones laterales son tan notables como los espesores verticales de determinada

roca. El frente marítimo de los sedimentos deltaicos es más o menos 30 km. y el ancho en tierra firme varía entre 2 y 8 km. pero en el mar, frente a Puerto Pizarro, los sedimentos lodosos acarreados desde el continente sobrepasan los 6 km. adicionales. El espesor de la formación Punta Mal Pelo sería variable y de acuerdo con el declive original del fondo del mar en el Plioceno. La perforación RT-65 ya mencionada, en la desembocadura en Mal Pelo, atravesó una secuencia de 2,442.92 m. de Pleistoceno-Plioceno, correspondiendo los 300 m. superiores a arenas pleistocenas características del delta. No se ha dado publicidad aún a la fauna hallada en el material extraído del pozo, para definir mejor el espesor adicional efectivo de la formación. El resultado obtenido es de todos modos significativo para los espesores que representan eventualmente las arenas de los espigones del delta. Durante su acumulación hubo relativamente o una sedimentación acelerada, intervención de movimientos geotectónicos o, efectivamente, una considerable profundidad del fondo al iniciarse la génesis del delta. La edad Plioceno señalada en el trabajo citado, en virtud del resultado del pozo RT-65, se rectifica en Pleistoceno-Holoceno.

SALINAS

Los depósitos epicontinentales de evaporitas de edad Pleistoceno-Holoceno, como son las salinas de Huacho, Chilca, Otuma y otros, que se han descrito en capítulos anteriores, aún no se han precisado en cuanto al tiempo de su iniciación, pero en todos los casos el proceso genético se prolonga hasta el geológico presente.

9.253

SEDIMENTOS DE ORIGEN CONTINENTAL

FORMACION TOPARA

Entre Cañete y Chincha existe un área extensa constituida por arcillas y arenas fluviales aflorando con un espesor de 50 m., pero en perforaciones por agua en el valle de Chincha se han atravesado cien metros adicionales (Petersen G., 1954, p. 49). Su edad se considera Pleistoceno-Holoceno.

9.253.1

CORRIENTES DE LODO

Las corrientes de lodo constituyen uno de los factores dinámicos más importantes en el transporte de los detritos originados

por el intemperismo y en la formación de depósitos de origen continental. Este fenómeno se origina cuando en la zona de lluvias anuales regulares caen intensas lluvias en las grandes alturas y cuando se producen lluvias torrenciales en los cerros elevados en la zona desértica de la costa. Las aguas recogen los fragmentos detríticos, formando una masa de lodo tan espesa que arrastra grandes bloques de rocas ígneas que flotan dentro del barro o en la superficie de la corriente fangosa. En las quebradas de fuerte pendiente, la masa lodosa adquiere gran velocidad y fuerza de empuje que arrastra tierras de cultivo, edificios y cualquier obstáculo que encuentra en el camino. Según la intensidad de la lluvia y la pendiente, la corriente de lodo deposita su carga en el curso inferior de las quebradas o bien en las desembocaduras de las mismas en el mar.

Uno de los ejemplos más espectaculares ofrece la quebrada Cruz de Hueso, de 40 km. de largo, que desemboca en el balneario de San Bartolo, 52 km. al sur de Lima. En los acantilados de este lugar se observa cerca de 50 m. de depósito de corriente de lodo antiguo, en el que en tiempos recientes se ha cortado una quebrada. A 10 km. aguas arriba de la desembocadura en un pozo excavado a mano, con 75 m. de profundidad, se halló a los 73 m., en sedimentos detríticos, agua pero de poco rendimiento. La corriente de lodo en la playa de San Bartolo tiene un frente de varios kilómetros de ancho semejando un delta; constituye por lo tanto un depósito de detritos continental de mayor envergadura.

En época de las lluvias veraniegas se producen repetidas veces las corrientes de lodo, cuyo largo se estima entre 15 a 20 km. Por lo general, se originan entre las 6 y 9 p.m., bajando hacia la costa en horas de la noche.

Agregaremos que es costumbre local llamar a las corrientes de lodo con los términos "huaycos", "huaycco" y "llapana", palabras tomadas del quechua, que todas significan lo mismo: valle o quebrada. En las diversas regiones se les interpreta y se usa de manera distinta, predominando el sentido de torrente, pero no en el del origen del fenómeno que es el desplome y deslizamiento de material detrítico.

9.253.2

ARENAS DE ORIGEN EOLICO (VICUS)

Los arramblamientos por arenas de origen eólico son característicos en la parte interior de la faja costanera, según ya se ha indicado. Como ejemplo se cita la acumulación de arena en el trayecto entre Ñaupe y Vicús, cuya descripción detallada figura en el capítulo 5.2 (Departamento de Piura). Se extiende sobre

HISTORIA MARITIMA DEL PERU

unos 50 km. de largo y varias decenas de kilómetros de ancho, con un espesor de más de 100 m., que dan al fenómeno dimensiones geológicas descollantes y significativas para la interpretación de muchas secuencias de areniscas rojas constituidas en el pasado geológico.

9.3 ROCAS IGNEAS

9.31 ROCAS INTRUSIVAS

Las rocas intrusivas (batolitos, plutones) que afloran en la faja costanera, pertenecen a diferentes edades geológicas.

9.311 PALEOZOICO

En la región de Mejía (Mollendo), dentro de esquistos y gneis antiguo, aflora un cuerpo de granito rojo, de estructura macro granular y pegmatítico cuya edad absoluta se determinó en 450 millones de años, correspondiente por tanto al Ordoviciano (Ver Cuadro N° 20; Bellido, 1969, p. 35).

9.312 MESOZOICO

Los plutones de granito del área de Atico, de la granodiorita San Nicolás de Marcona, del "Granito Higuerón" de los cerros de Amotape (Piura y Tumbes) y del granito y ortogneis de los cerros de Illescas, Silla de Paita y Asperería, se clasifican como Jurásico inferior. En las cuatro últimas de las regiones nombradas, las intrusiones de los batolitos han alterado intensivamente las rocas encajonantes, convirtiéndolas en esquistos, filitas, cuarcitas y gneis, en tal grado, que al principio de este siglo fueron mal interpretadas como rocas criptozoicas, hasta que finalmente se estableció su correlación con las rocas paleozoicas, Siluriano a Carbonífero, ubicadas fuera de la aureola de contacto o metamórfica (Iddings y Olsson, 1928 y otros).

9.313 CRETACEO SUPERIOR—TERCIARIO INFERIOR

El extenso plutón o batolito andino constituido por varios aportes de granodiorita, diorita, granito y pórfidos rojos, al extenderse desde Chiclayo hasta Tacna, colinda no sólo con la margen

CLASIFICACION ESTRATIGRAFICA

interna de la faja del litoral peruano, sino, en el Departamento de Ancash, con el borde del mar, aflorando además en algunas áreas aisladas.

La edad absoluta, por el método radiométrico K-A, se ha precisado entre 60 y 110 millones de años (Bellido, 1969), período que corresponde al Cretáceo superior-Terciario inferior (ver Cuadro N° 18).

9.32

ROCAS EXTRUSIVAS O VOLCANICAS

9.321

PALEOZOICO

Aunque las rocas volcánicas afloran en numerosos sitios de la faja litoral, no se conocen todavía volcánicos que representen la edad Paleozoica.

9.322

MESOZOICO Y CUATERNARIO

Las rocas volcánicas del Mesozoico, en cuanto se refiere al proceso magmático que puso en existencia el gran batolito de la costa, pertenecen a dos etapas diferentes: 1). La del Jurásico, al del período del magmatismo inicial, y 2). Las del Cretáceo y Terciario, al volcanismo subsecuente y final. El primer grupo consiste principalmente en derrames de naturaleza andesítica y el segundo en derrames, brechas de flujo y piroclásticos de colores variados. Cada unidad tiene un espesor considerable que llega ocasionalmente a más de 3,000 m.

Las principales formaciones y agrupaciones son:

Cuaternario	Tobas riolíticas, derrames
Terciario inferior	Formación Toquepala
Cretáceo medio	„ Casma
Cretáceo inferior	„ Puente Piedra
Jurásico superior	„ Guaneros
„ medio	„ Río Grande
„ inferior	„ Chocolate

Las rocas encajonantes están atravesadas por numerosos diques de diferente composición litológica, cuya edad de un modo general es Terciario medio a superior.

Cuadro N° 21			
ANALISIS DE AGUA DEL MAR FRENTE A CHILCA			
LABORATORIO: Laboratorio Químico Metalúrgico y Pruebas Mecánicas. Servicio Industrial de la Marina.			
JEFE: Ing. Gustavo Vela Prado.			
QUIMICO: Carmen A. Díaz R.			
TOMA DE LA MUESTRA: Octubre de 1971.			
FECHA DEL ANALISIS: 17 de febrero de 1972.			
		ppm	%
Densidad, a 25° C	1.040		
pH	8.15		
Alcalinidad a la fenoltaleína		12.6	
Residuo total o residuo por evaporación a 100° C		367,000	36.7
Materia suspendida		744	0.074 4
Dureza expresada como CaCO ₃		6,250	0.625
Sodio		10,080	1.008
Sulfatos		2,635	0.263 5
Magnesio		1,183	0.118 3
Potasio		324.5	0.032 45
Calcio		300	0.03
Fosfatos (totales)		0.315	
Salinidad (Cloruros, yoduros, bromuros)		565 epm	

Cuadro N° 22

**ANALISIS DE SALMUERAS DE LAS POZAS
SAN JOSE Y ROSARIO (SALINAS DE HUACHO)**

LABORATORIO: Laboratorio Químico Metalúrgico y Pruebas Mecánicas.

Servicio Industrial de la Marina.

JEFE: Ing. Gustavo Vela Prado.

QUIMICO: Carmen A. Díaz R.

TOMA DE LA MUESTRA: 8 de enero de 1972.

FECHA DEL ANALISIS: 17 de febrero de 1972.

	San José		Rosario		
		ppm	%	ppm	%
Densidad a 25° C	1.225			1.220	
pH	7.0			1.220	
Alcalinidad a la fenol-taleína		—	—	6.9	—
Residuo total o residuo por evaporación a 100° C		318,000	31.8	361,000	36.1
Materia suspendida		—	—	—	—
Dureza expresada como CaCO ₃		69,300	6.9	104,000	10.4
Sodio		102,040	10.204	90,131	9.0131
Sulfatos		12,600	1.26	13,000	1.30
Magnesio		36,735	3.675	45,090	4.509
Potasio		12,245	1.2245	20,500	2.05
Calcio		340	0.034	232	0.023
Fosfatos (totales)		—	—	—	—
Salinidad (cloruros, yoduros, bromuros)		5,100 epm		5,100 epm	

II POSICION DEL PERU DENTRO DEL MARCO GEOTECTONICO CONTINENTAL

10.0

HIPOTESIS SOBRE MIGRACION
DE LOS POLOS,
DERIVA DE CONTINENTES,
EXPANSION DEL DIAMETRO DE LA TIERRA
Y PLACAS GEOTECTONICAS

10.11

MIGRACION DE LOS POLOS

Hace más de un siglo que se llegó al convencimiento de que los fenómenos paleogeográficos puestos en evidencia por la evolución de la tierra, no pueden explicarse sólo con la configuración de las zonas climáticas actuales. Se ofrecieron, para la interpretación del pasado geológico, diversas hipótesis; en primer lugar se discutía la variación de la posición de los polos de la tierra durante diversas épocas de su pasado. Pero, creyéndose por entonces en la rigidez absoluta de la corteza terrestre, su desplazamiento parecía poco probable desde el punto de vista geofísico. Se ideó, como hipótesis de trabajo, una combinación

entre migración de los polos y el desplazamiento sobre grandes distancias y con velocidades variables, de enormes masas corticales, que constituyen los actuales continentes originalmente unidos en uno solo (ver también: Illies, 1964).

En 1860, se estableció la hipótesis de la existencia de un gran continente antiguo que abarcaría Africa, América del Sur, Antártica e India, y para el cual Suess propuso en 1885 el nombre de Gondwana. Este continente primitivo existía desde el Paleozoico o tal vez Criptozoico. Su desintegración se habría iniciado a fines del Paleozoico y concluido a mediados del Cretáceo. Wegener (1912, 1929) considera Gondwana como parte integrante de un complejo continental aún más antiguo y de tamaño mayor llamado Pangaea. Stille (1936, 1940, 1945, 1948, 1949 a y b, 1951), discutió en detalle las transformaciones del mismo, especialmente en el área americana.

10.12

DERIVA DE LOS CONTINENTES

El concepto de la deriva de los continentes se basa en la suposición de que ellos, estando constituidos por materia rocosa liviana, flotan en un substrato magmático pesado y macizo pero al que se atribuye cierta semiplasticidad. Los procesos geodinámicos que producen el flujo interno de la materia, son factibles en el manto y aun en materias cristalinas. Se evidencian por los enormes derrames lávicos de composición basáltica que vienen surgiendo en el transcurso de la evolución de la tierra, tanto en la superficie continental como en el fondo oceánico.

Wegener sostuvo su hipótesis sobre el origen de los continentes y mares, justificándola con datos de índole paleogeográfica, paleontológica y petrológica. Se produjo una discusión intensiva en pro y contra que se prolongaba por decenios. El concepto de la deriva de los continentes subsiste en la actualidad, aunque ya sólo hasta cierto grado. Muchos de los argumentos de Wegener han perdido validez, puesto que, con mayores conocimientos geológicos que entonces, se les ha de interpretar de manera distinta. Se discute ya no tanto el aspecto geológico propiamente dicho, sino mas bien el mecanismo geofísico complejo que origina las fuerzas necesarias para la propulsión de las masas continentales.

Deutsch (1963), Harrington (1963), Runcorn (1963), entre otros, analizaron diversos ángulos del problema como: distribución de masas, paleomagnetismo, focos sísmicos y corrientes convencionales internas de la tierra. Munyan (1963), al resumir las diversas opiniones sobre la materia, reitera que las soluciones y la hipótesis no se han comprobado aún por más persuasivas e incitantes que sean. En sentido similar se pronuncia Gussow (1963, p. 146) al decir: "El concepto del desplazamiento de la corteza

terrestre (metastasia) está más fundamentado que antes por la evidencia geofísica y tal mecanismo ofrece la explicación mejor y más sencilla. Con todo, muchas preguntas permanecen en espera de contestaciones y explicaciones”.

Los argumentos de Wegener, que se refieren específicamente a la América del Sur, son la similitud de las costas de Africa y América consideradas inicialmente homogéneas. Se citan también correlaciones geológicas y metalogenéticas (Petrascheck, 1968). Pero el parecido de los contornos de los antiguos continentes disminuye, si se comparan las periferias de los zócalos continentales. El surgimiento de la Cordillera de los Andes fue interpretado como arrugamiento producido por el impulso de la deriva del continente en su desplazamiento hacia el oeste; pero ciertamente los plegamientos iniciales tienen un carácter local y el monto del desplazamiento de los estratos no alcanza de ninguna manera la magnitud de las dislocaciones tectónicas a lo largo de fallas longitudinales y transversales, cuyos sollevamientos diferenciales tuvieron lugar durante el Terciario y a principios del Pleistoceno (U. Petersen B., 1958). El mecanismo originario de las cordilleras por impulso lateral de gran envergadura, constituía uno de los argumentos favoritos de la hipótesis de Wegener. Pero lo expuesto, queda desvirtuado por completo, ya que la Cordillera de los Andes no es una montaña de cobijadura o de sobrescurrimiento en gran escala de glebas, sino un macizo que después de un moderado plegamiento inicial, fue desplazado verticalmente en grandes bloques geotectónicos. Las observaciones de Zeil (1965) en la cordillera de la costa chilena, corroboran también tales hechos; se trata en este caso de un elemento estructural antiguo, cuyo plegamiento finalizó en el Paleozoico, seguido luego por fallamiento. No existe ningún acrecentamiento, aunque dicha cordillera data de antes de la alegada separación de los continentes sudamericano y africano. Zeil concluye su exposición, diciendo que la geotectónica de los Andes Centrales no ofrece ninguna prueba para la supuesta migración hacia el oeste de América del Sur. En resumen, se puede decir que el levantamiento orogénico de los Andes constituye un proceso independiente y posterior a la época asumida por Wegener para la separación de Africa y América; de otro modo, no se explicarían tampoco, entre otras, las transgresiones marinas que sucedieron en el continente suramericano durante el Mesozoico y Neozoico.

Las investigaciones llevadas a cabo durante el Año Geofísico 1957-1958 sobre la porción inferior de la corteza y el manto de la tierra, han puesto en evidencia notables diferencias entre las constituciones internas de Africa, América y Europa, que no pueden interpretarse simplemente como una supuesta unión antigua. Así, por ejemplo, el espesor de la capa basáltica debajo de la corteza terrestre es de 30 km. en América del Norte, de 15

a 20 km. en Europa y gran parte de Asia; en Chile alcanza unos 55 km. y en Africa sólo 38 km. de profundidad. Al tomar en cuenta los diversos resultados obtenidos, Cloos y Behnke (1961 pp.323-326, Fig. 6 y 7) dudan que América y Africa hubieran constituido alguna vez una masa continental conjunta.

Según exponen, entre otros, Bucher (1941), Teichert (1952), Wunderlich (1962, 1969), Wilson (1963), Gerwin (1968), Runcorn (1962, 1963), es difícil, desde el punto de vista teórico, comprender cómo varias masas de dimensiones continentales y posiciones distintas se hubieran separado al mismo tiempo de un complejo común, desplazándose en direcciones diferentes. Los datos de la investigación geofísica sobre el espesor de la corteza terrestre en los continentes y el espesor sólo de 8 a 10 km. en el fondo oceánico, complican aún más el problema del movimiento de masas voluminosas de la corteza. El manto exterior de la tierra, a su vez, es muy compacto y rígido, probablemente con las pocas excepciones de aquellas fajas donde se ubican las cámaras magmáticas de formas alargadas y muy distantes entre sí. En las regiones sudamericanas de actividad volcánica, desde el Paleozoico hasta la actualidad existe una asociación continua entre la faja volcánica andina y una o más cámaras magmáticas; de lo contrario, tendría que suponerse una secuencia de cámaras magmáticas y un movimiento cortical complicado e inverosímil.

A más de 50 años desde que se formuló la hipótesis sobre la migración de los continentes, no se ha comprobado aún en forma fehaciente, a pesar de las aseveraciones contrarias; no se logró acumular pruebas suficientes como para elevarla al rango de una teoría general. Esta situación queda palpable por cuanto han surgido ya nuevos conceptos basados en reinterpretaciones modernas, realizadas en el campo de la cosmología, oceanografía y sismología, entre otras.

10.13

EXPANSION DEL DIAMETRO DE LA TIERRA.

Hace más o menos 35 años que el físico británico P. A. Dirak propuso la idea de una tierra en expansión por razones cosmológicas; aportó argumentos numéricos interesantes sobre la gravitación, que es una fuerza general no explicada aún suficientemente y cuyo origen parece ser inherente a la naturaleza del universo¹⁸. En la tierra, la gravitación concentra en el núcleo

18. En 1916 Einstein, en su teoría de la relatividad, predijo que el movimiento de las grandes masas del universo debería originar ondas de gravitación. El profesor Joseph Weber, de la Universidad de Maryland (EE. UU.), cree que la emisión de las ondas tiene lugar en el núcleo de la Vía Láctea. Sobre la naturaleza de estas ondas y su origen "no queda de momento otra posibilidad que especular" (Gerwin, 1971).

la mayor parte de su materia, no así en la corteza. La interpretación de las observaciones astronómicas parece favorecer el concepto de la expansión del universo. Una de las consecuencias sería que el valor numérico de la gravedad disminuye y por tanto el diámetro de la tierra crezca correspondientemente.

Después de haber interpretado los numerosos sondeos tomados en el área de la cordillera submarina del Atlántico medio, Heezen (1960, p. 108, 1962) manifiesta: "Existen muchas evidencias contra la suposición, que los cambios en las posiciones relativas de los continentes podrían haberse originado por una deriva continental, como se supone comunmente. Si las masas continentales graníticas se hubiesen desplazado a través del fondo basáltico del océano, deberían haber causado en él enormes deformaciones. Tales alteraciones no se han constatado. Además, si el fondo oceánico hubiese sido sometido a semejantes diastrofismas, se esperaría encontrar la formación de nuevas costras en alguna parte en el fondo marino. Pero, virtualmente, la única región del océano que es activa sismológicamente, a excepción de ciertas islas, es la cordillera submarina del Atlántico Medio. La hipótesis de la deriva de los continentes argumentaría que una sección inmensa de la corteza terrestre desde una fosa tectónica ("rift valley") en uno de los océanos hasta la fosa en el océano siguiente, se movería como un cuerpo íntegro. Pero tal desplazamiento ensancharía, por cierto, la grieta en su extremo posterior y la cerraría en la parte delantera. No existe ninguna prueba de tal acción recíproca. Por el contrario, la fosa tectónica parece ensancharse por todos los lados de cada continente".

"Con el propósito de vencer este dilema sugerí (Heezen) recientemente que la tierra no se reduce ni se mantiene con el mismo tamaño, sino que se expandería. Si la tierra se dilata y los continentes permanecen en su tamaño, una corteza adicional tendría que constituirse en los océanos. Esto es lo que sucede evidentemente en la fosa ("rift valley") de la cordillera submarina del Atlántico medio. Se puede demostrar, con todo, que la expansión de la tierra bastaría para cambiar las posiciones relativas de los continentes de una manera tal que satisfaga las diferentes curvas de migración de los polos en forma análoga en que la inflación de un globo cambia la orientación de los puntos que se hayan dibujado sobre el mismo". Semejante dilatación cortical ocurre evidentemente en la fosa tectónica de Abisinia y del Mar Rojo.

R. H. Dicke, de la Universidad de Princeton, calculó que una disminución de la constante gravedad, permitiría que la circunferencia de la tierra crezca en 1,770 km. durante unos 3,250 millones de años. J. T. Wilson (1963) opina que este incremento aumentaría la superficie en un área equivalente al total de la cordillera submarina del Atlántico medio (Heezen, 1960, p. 110, 1962).

La Pangaea, o sea el continente primitivo de Suess, Wegener y otros, es algo problemático desde el punto de vista geofísico, dada su ubicación excéntrica en la calota de un elipsoide de rotación, a la que se suman razones de orden paleogeográfico y paleontológico; situaciones que obligan a modificar sustancialmente el modelo de la Pangaea concebido originalmente. Hilgenberg (1966), interpretando las declinaciones o inclinaciones de unas 350 estaciones de observación paleomagnética distribuidas sobre toda la superficie terrestre, sugiere que la Antártica y Australia no están ubicadas correctamente en dicho modelo entre las Indias anterior y posterior y que, por razones de la correlación de su fauna devoniana, debería servir mas bien para enlazar las costas de América del Norte y del Sur con la costa oriental de Asia comprendida entre Formosa y el Japón. Por las mismas razones ya expuestas, Hilgenberg considera igualmente errada la idea de que las masas continentales hubiesen realizado extensas derivas a través de los océanos. Cualquier movimiento que hubiese tenido lugar, opina el mencionado autor, se reduciría a traslados de costado a costado de los continentes entre sí. Hilgenberg (1966, p. 881) llega además a otra conclusión, según la cual, en vez de varias masas siálicas pequeñas, se puede considerar la existencia, durante el Mesozoico, de sólo dos grandes unidades continentales complejas: 1. Complejo siálico abarcando América del Norte, Eurasia y Africa, amoldándose América del Sur de tal modo que desaparezca el Atlántico del Sur; y 2. El complejo siálico Australantártico con Nueva Zelanda. Hilgenberg y otros han desechado igualmente el concepto de la constancia del diámetro terrestre y las reconstrucciones paleogeográficas sobre un globo terráqueo de las dimensiones actuales; en cambio, ofrecen las etapas evolutivas trazadas sobre globos modelos con diámetros proporcionales y correspondientes a cada época geológica. Sus cálculos arrojan, como módulo de expansión del diámetro terrestre, la proporción entre 69% para el Carbonífero y 100% para la actualidad; es decir, que durante un lapso de unos 345 millones de años la superficie de la tierra se habría duplicado. Tales suposiciones son significativas y dan margen a un mejor entendimiento de lo que realmente viene sucediendo con los continentes, que según demuestra Stille (1936, 1940, 1945, 1948 a y b, 1951), en vez de desmembrarse, están aumentando en área hasta su tamaño actual, en el sentido de que periódicamente se amoldan alrededor de los cratones o escudos criptozoicos nuevas áreas de formaciones geológicas más modernas. Ver la representación cartográfica de las áreas neocontinentales de América del Sur. (Stille, 1948, Lám. 1).

10.14

CORDILLERA SUBMARINA.

Entre las lomas o cordilleras submarinas que atraviesan los fondos oceánicos, la cordillera del Atlántico medio es la mejor conocida; se caracteriza, en su parte central más alta, por tener una fosa tectónica ("rift valley") y por la dislocación de sus flancos. Wegener consideró que consistía en material dejado atrás cuando la América, en su deriva al oeste, se separó de Europa y Africa; pero es evidente que esta cordillera submarina integra un sistema de estructuras más generales presentes también en los otros océanos; sin embargo, no siempre se desenvuelven en los océanos medios sino algunas veces se acercan a sus costas y se prolongan en los continentes como fosas o grabenes tectónicas (Tanganyka, Mar Rojo, California y otros más). Todas afectan grietas o fallas longitudinales y, de sector en sector, también transversales. Algunas cimas de las cordilleras submarinas se elevan como islas sobre el nivel del mar, evidenciando que están formadas esencialmente por material volcánico extrusivo.

El fallamiento tectónico intensivo de las cordilleras submarinas facilita la ascensión del magma basáltico tanto a manera de volcanes como de erupciones lineares que se desparraman sobre el fondo marino, o bien, cuando son intrusivas, se introducen entre los estratos de la corteza. Este mecanismo tectónico-volcánico se halla en plena actividad en Islandia, ubicada en el extremo setentrional de la cordillera submarina del Atlántico medio, con sus fosas acompañadas por fallas activas de tensión, napas extensas de derrames de erupciones fisurales y volcanes submarinos activos según demuestran Bodvarssen y Walker (1964), Heezen (1960), Niemczyk y otros (1943), Rittmann (1960 y Fig. 50) y Therarrinsson (1956, 1960). Una de las erupciones lineares midió 30 km. de largo con una producción lávica del orden de 9 kilómetros cúbicos. Situados en la misma cordillera submarina se encuentran las Azores, Madeira, Cabo Verde y toda la región del Atlántico del Sur, como zonas sísmicas y volcánicas más importantes de la tierra. En el Pacífico pertenecen a la misma categoría las islas Galápagos y Juan Fernández.

Las conclusiones deducidas de los fenómenos geológicos ocurridos en el pasado geológico y las consideraciones de orden astronómico son prometedoras, aunque el ritmo de expansión del diámetro terrestre se desenvuelve a un lapso tan lento como para que se compruebe por medición con las facilidades de que se dispone actualmente; pero existen indicios significativos del hecho de que, debido a la surgencia de lava basáltica a lo largo de la cordillera submarina del Atlántico medio, los continentes de América del Norte y Europa se alejan de este orogen sumergido, con ensanche simultáneo del fondo oceánico. En este contexto es llamativo que las rocas volcánicas constituyen-

tes de las islas oceánicas aumentan de edad absoluta a medida en que distan más de dicha cordillera, en relación con la edad de la lava moderna que emana de ella (Vine y Matthews, citado por Crawford, 1970).

10.15
PLACAS TECTONICAS.

Las exploraciones oceanográficas modernas han dado origen a la hipótesis sobre movilización de bloques de la corteza o plataformas, llamadas también placas geotectónicas (Isacks et al., 1968; Le Pichon, 1968; Morgan, 1968). El movimiento de los grandes bloques geotectónicos desde hace tiempo es asunto de dominio común en la geología estructural; lo que se trata es de darle otra forma y explicar los factores dinámicos. En lo que al Perú concierne, son notables las plataformas de Cocos y del Pacífico oriental, frente al litoral peruano.

Dewey y Bird (1970), y resumido por Dickinson, 1971) definen, para discutir la "teoría" de la tectónica de las "placas" de la litósfera, la nueva tectónica global, que se debe tomar en cuenta para el desarrollo de los puntos siguientes: 1).— Su extensión linear, alargada; 2).— Sus zonas sedimentarias y aspecto térmico; 3).— Geometría interna compleja; 4).— Características extensivas de reducción corticales; 5).— Modelos asimétricos y metamórficos; 6).— Fajas de composición predominantemente sedimentarias y cambios de espesor en sentido normal a la faja montañosa; 7).— Predominancia de sedimentos marinos; 8).— Basamento debajo de las cordilleras, principalmente continental, pero con zonas de rocas básicas; 9).— Algunas secuencias sedimentarias depositadas durante tiempo prolongado sin actividad volcánica; y 10).— Intensiva deformación y metamorfismo de breve duración en comparación del tiempo que duró la sedimentación.

Según Dewey y Bird (1970), se dispone por primera vez de una explicación global de los procesos geotectónicos. Las placas se originan en las cordilleras submarinas. Procesos de energía mecánica y térmica se producen en zonas vecinas a las fosas y márgenes continentales, donde las placas en forma de "planchas" retornan a la astenósfera o manto exterior, que es la esfera debajo de la rígida litósfera en la que la consistencia llega al mínimo, los ajustes isostáticos se producen y las magmas se originan. La tectónica de placas reside principalmente en los océanos. La mayor parte de la actividad sísmica y térmica es asociada con los márgenes de las placas dentro de los océanos y márgenes continentales. Afirman los autores citados que la estrecha similitud de los aspectos entre las fajas orogénicas modernas y las antiguas, demuestra que procesos iguales han

intervenido en su evolución en ambos casos. En su Fig. 2 A (relación esquemática entre placas, océanos, continentes e islas) Dewey y Bird diseñan el sobrecurrimiento de la "Placa Americana" (corteza continental y los Andes) sobre la "Placa del Pacífico Oriental" que buza con ángulo agudo hacia el este; explicándose los detalles complejos en la Fig. 10 (secuencia esquemática de un modelo para la evolución de una faja estructural del tipo de Cordillera). El concepto básico de la hipótesis, en realidad, tiene una antigüedad mucho mayor que la indicada. Stille (citado según Ruegg, 1962) discutió ya en 1958 el "sobrecurrimiento del batocratón pacífico por la megagea a lo largo del margen pacífico".

La hipótesis de las placas es de gran actualidad según evidencian numerosos trabajos científicos y de divulgación. En lo referente a la Cordillera de los Andes del Perú, en especial, surgen algunas dudas, puesto que la hipótesis de las placas hace caso omiso de la evolución del continente sudamericano y del proceso de formación de los geosinclinales del Paleozoico y Meso-Mesozoico de donde surgieron las cordilleras paleozoicas y luego la cordillera andina (ver el capítulo siguiente sobre la conformación geológica del continente sudamericano). Sin tratar, en conexión con este texto, el aspecto físico de la movilización sobre millares de kilómetros de mapas de basalto y placas estructurales plásticas y su intromisión en la estenósfera a manera de lozas rígidas, se presentan varias objeciones:

a) La duda sobre la existencia o, por lo menos, el rol del supuesto plano de deslizamiento en ángulo agudo, de la parte superior de la "Placa del Pacífico Oriental" por debajo de la "Placa Americana" (Dewey y Bird, 1970, Fig. 2 A). Según tal hipótesis, este plano constituiría la sede de los hipocentros sísmicos, cuya profundidad debería aumentar gradualmente en sentido de oeste a este.

Un análisis de los focos sísmicos en el territorio del Perú revela los siguientes hechos;

Harrington (1963) reconoce tres niveles de profundidad:

Sismos superficiales	0- 30 km.	Zona andina
" intermedios	80-150 km.	" "
" profundos	550-650 km.	" llanura amazónica

Harrington cree que los focos profundos o intermedios son el resultado de tensiones de corrientes convencionales en el substrato, que fluyen de este a oeste.

Deza (1969), a su vez, distingue sólo dos categorías de sismos. Con mayor precisión manifiesta:

Sismos de la corteza y sismos de manto terrestre.— En el caso del Perú, los sismos ocurridos en la corteza terrestre son pocos.

La distribución de los sismos en profundidad, en nuestra región, tiene una particularidad que no se presenta en otras regiones del mundo: nuestros sismos en forma más o menos continua, ocurren hasta los 300 km. de profundidad; entre los 300 y 500 km. no se ha detectado sismos; es decir, no ocurren sismos en esa región posiblemente por ser un lecho plástico que no permite acumulación energética o fracturamiento súbito. A partir de los 500 km. ocurren nuevamente hasta casi los 800 km.

Los mapas y perfiles que Deza (1969) publica en el "Atlas Histórico - Geográfico y de Paisajes Peruanos", ponen en evidencia:

- 1.— Que en el norte del Perú (Piura hasta el Ecuador) no se producen sismos con focos por debajo de los 300 km.;
- 2.— Que en el centro (Piura a Ica), los 128 hipocentros indicados no pasan un límite inferior de alrededor de 200 km.; y que existen además 22 focos profundos, pero muy diseminados entre 500 y 700 km.; y
- 3.— Que en el sur (Ica a Tacna) ninguno de los 110 hipocentros superficiales e intermedios se halla por debajo de los 300 km. y sólo 5 focos profundos esparcidos entre 500 y 700 km. de profundidad.

Ni la distribución horizontal ni la vertical de los hipocentros revelan ninguna tendencia descendente hacia abajo y el este, es decir, siguiendo el plano del sobrescurrimiento supuesto por la hipótesis de las placas; como tampoco se presenta el fenómeno correlativo de volcanismo con derrames basálticos de una envergadura comparable con otras regiones del mundo. Desde el Terciario al presente, la lava, en los Andes del Perú, surge casi exclusivamente por conos volcánicos y no por emanaciones a lo largo de fisuras, según ocurre en las grandes fosas tectónicas.

Los terremotos no se pueden relacionar exclusivamente con el movimiento sugerido del sobrescurrimiento de las placas, ya que un 7% de ellos es de origen volcánico, un 3% debido a impulsos causados por derrumbamientos internos de la costa terrestre y el 90% a consecuencia de liberación de energía potencial acumulada en estructuras geotectónicas de ubicación geográfica muy variada.

b) En el orden cronológico y dinámico a cuyos efectos se dice estar expuesto el continente suramericano, surgen otras objeciones. Las investigaciones oceanográficas recientes del buque científico norteamericano *James Gillis* atribuyen a las rocas volcánicas más antiguas de la cordillera submarina del Pacífico Oriental, la edad mesozoica. Dewey y Bird (1970, Fig. 2), a su vez, indican que el sobrescurrimiento de la "placa americana" y "costa continental" se habría realizado existiendo ya la Cordillera de los Andes. Ambas opiniones se hallan en discre-

pancia con el desarrollo histórico de la geología del área andina. El geosinclinal andino experimentó un proceso casi ininterrumpido de hundimiento general desde el principio del Mesozoico (ver acápite posteriores). El levantamiento de los Andes a su altura actual se produjo recién durante el Plioceno y Pleistoceno, es decir, en tiempos geológicos modernos (ver Cuadro N° 18).

La hipótesis de las placas se refiere únicamente al aspecto geográfico actual de la América del Sur y no toma en consideración las condiciones paleogeográficas de los últimos 200 millones de años de evolución continental, cuando el geosinclinal andino tuvo un ancho de más o menos 500 km. y una profundidad considerable (ver acápite 11.35). Durante el final del ciclo geosinclinal, su extensión dilatada se convirtió en área neocontinental con procesos geodinámicos propios y diferentes a los que supuestamente actuarían en el movimiento de las placas.

Uno de los argumentos de la hipótesis de las placas se basa en los impulsos de los procesos volcánicos que se realizan en las cordilleras submarinas, pero no se da una explicación satisfactoria sobre el efecto de las fuerzas contrarias supuestas ejercidas sobre los márgenes occidental y oriental del continente suramericano. Esta hipótesis tampoco puede explicar el dinamismo geotectónico muy complejo que durante las eras del Criptozoico y Paleozoico dominaron la imagen de este continente.

No se debe dejar de mencionar el estudio ponderado de Maack (1969) que, después de haber investigado en Africa y América del Sur la estructura geológica, volcanismo y evolución del antiguo continente Gondwana del hemisferio sur, ofrece un modelo interesante de la evolución de una porción considerable de este continente que se opone al criterio fundamental de la hipótesis de las placas.

Todas las hipótesis sobre migración de los polos, deriva continental, expansión del radio terrestre y placas, tienen un carácter especulativo, aunque se basan en interpretaciones de observaciones geológicas y geofísicas; generalizan demasiado ya que no toman en debida consideración todos los conceptos fundamentales de la geología clásica y la concurrencia compleja de cuantos factores han intervenido en la evolución de los continentes desde el Criptozoico.

Cada una de las hipótesis tiene algún concepto constructivo y en algunos puntos existen semejanzas; sin embargo, subsisten contradicciones esenciales entre ellas.

11.0
CONFORMACION GEOLOGICA
DEL CONTINENTE
SUDAMERICANO

11.11
CRIPTOZOICO (PRE-CAMBRIANO EN PARTE)

Más de la mitad del continente sudamericano, en su superficie o inmediatamente debajo de la misma, está constituida por rocas metamórficas, de origen sedimentario e ígneo. Su edad absoluta determinada por radiometría en trece lugares, abarca un lapso entre 880 y 2,600 millones de años, correspondiente a periodos del Criptozoico (Pflug, 1968).

La referida secuencia de rocas habría sido depositada en geosinclinales del Algonquiano (y aún antes) y luego convertida en cordilleras elevadas por una orogénesis. Los sedimentos del Paleozoico y Mesozoico suprayacentes no están plegados. La actividad tectónica consiste en fallamiento, seguido por intensa erosión que ha convertido las altas cordilleras en serranías de altura mediana. Estas últimas señalan las unidades geotectónicas o los escudos antiguos en Argentina, Brasil, Colombia, las Guayanas, Uruguay y Venezuela (ver Harrington, 1963; Putzer, 1968).

En el Perú, la edad criptozoica se atribuye a rocas cristalinas y metamórficas que ocurren en el valle del Marañón y la región de Tarma (Steinmann, 1929, 1930 a).

11.12
PALEOZOICO

El Complejo Lomas cuya distribución se señala en los capítulos sobre los departamentos de Ica y Arequipa, en cuanto se refiere a la costa meridional, fue considerado originalmente como de edad criptozoica. Bellido y Narváez (1960, p. 24) explican que las "rocas más antiguas de este complejo son gneis y esquistos micáceos, cloritosos y horbléndicas con intrusivos modernos (Paleozoico inferior?), de diorita y granito rojo. El magma del granito al introducirse en los planos de foliación del esquistos ha formado magmatitas; igualmente diques y stocks de granito rojo atraviesan la diorita y en ciertas secciones la han gneisificado intensamente. Estas rocas son decididamente más antiguas que las formaciones sedimentarias del Carbonífero superior. El granito rojo es el más moderno de este complejo cristalino. Por en-

contrarse estas rocas de la Cordillera de la Costa en forma muy mezclada, hemos designado a todo el conjunto con el nombre de Complejo Basal de la Costa y su edad se considera entre el Precámbrico y el Paleozoico Inferior (?)”.

Como ya se ha expuesto en el capítulo sobre el departamento de Arequipa, Paredes Pacheco (1964) reconoció rocas del Devoniano, opinando por una edad pre-Devoniana para el Complejo Lomas. “Del área del Complejo Lomas, escribe Petersen G. (1969), se dispone sólo de dos valores de geocronología, uno de un intrusivo en la boca de la Quebrada Lobos, a 15 km. al noroeste de Atico (departamento de Arequipa), con una edad de 177 millones de años (Det: J. Everden); otro de un granito rojo que atraviesa el gneis de la región de Mollendo-Mejía, de 450 millones de años de antigüedad; dato que sitúa el granito rojo en la base del Siluriano. (Información gentilmente proporcionada por el Ing. E. Bellido)”.

A principios del Paleozoico (Cambriano a Devoniano) una vasta área del hoy continente sudamericano —con excepción de una parte de dichos escudos— fue cubierta por mar poco profundo (compárese los mapas paleogeográficos en Weeks, 1947, 1956; Petersen B., 1958 y Stappenbeck, 1927).

El aspecto de los sedimentos depositados durante estas transgresiones marinas fue muy uniforme desde el borde de los escudos antiguos hasta el margen occidental del continente según evidencian en esta última circunscripción los estratos del Paleozoico del noroeste peruano y de una perforación a casi 100 km. de distancia en el mar, al suroeste de Salaverry (ver el capítulo Departamento de Piura), así como los del litoral del departamento de Arequipa (Paredes Pacheco 1964). Estos hechos indican que el mar en tiempos del Paleozoico se extendió considerablemente costa afuera de los límites occidentales del actual continente sudamericano. Los sedimentos de esa época son, por lo general, del tipo hemipelagial, careciendo de componentes neríticos y de origen terrígeno, lo cual se interpreta en el sentido de que en el Océano Pacífico oriental no existiría entonces ninguna unidad de la categoría de continente, según se supuso a principios de este siglo.

Al concluir el período Devoniano, procesos orogénicos levantaron grandes áreas, dando lugar a que durante el Carbonífero inferior (Missisipiano) se originaran sedimentos de tipo continental con inclusión de mantos de carbón (grupo Ambo). El carbón de piedra de la península de Paracas pertenece a este grupo. En el Carbonífero superior (Pennsylvaniano; grupo Tarma) se produjo una nueva transgresión marina, comprometiendo vastas regiones del antiguo continente. Emersiones durante el Permiano dieron lugar a sedimentos de carácter continental (grupo Mitu), acompañados de extensos derrames volcánicos. Rocas de esta edad ocurren en las regiones de Atico y Ocoña.

11.13
MESOZOICO Y NEOZOICO

Las eras del Mesozoico y Neozoico están caracterizadas por el desarrollo del gran geosinclinal andino, transgresiones marinas continentales adentro y la importante orogenia que produjo desde el fin del Terciario y durante el Pleistoceno el solevantamiento de los Andes.

11.2
OROGENIA EN EL AREA ANDINA

11.21
GEOSINCLINAL, OROGENESIS Y MAGMATISMO EN GENERAL

Durante la evolución de un geosinclinal, los eventos tectónicos, complejos en sí, ocurren en un orden consecuente. El desarrollo puede ser interrumpido o reanudado posteriormente. Los fenómenos conexos, con referencia especial al ambiente sudamericano, fueron investigados, entre otros, por Lisson, (1921, 1925), Steinmann (1929, 1930 a), Stille (1936, 1940, 1945, 1948, 1949 a, 1951), Petersen B. (1958) y Gerth (1960). El caso normal de un geosinclinal abarca varias etapas.

11.211
SUMERSION

El hundimiento secular de una cuenca con sedimentación continua hasta que las capas inferiores de la secuencia alcanzan la zona de fusión de las rocas. Simultáneamente se producen en los márgenes de la cubeta geosinclinal fallas y roturas en la continuidad de los estratos.

11.212
"MAGMATISMO INICIAL"

El magmatismo inicial se manifiesta por intrusiones de derrames de magma de tipo básico en los sedimentos.

11.213
PLEGAMIENTOS INICIALES

Movimientos orogénicos que consisten en plegamientos moderados dentro de la cuenca geosinclinal.

11.214

"MAGMATISMO SINOROGENO"

Intrusión de magma de tipo ácido, que se produce simultáneamente con el plegamiento y la fusión de estratos pre-existentes. Se originan los plutones consistentes en granodiorita, granito, rocas híbridas y palingenas o refundidas.

11.215

CONSOLIDACION

El prisma geosinclinal se consolida debido a la masa de rocas ígneas inyectadas que no permiten plegamientos ulteriores. Se producen desplazamientos horizontales y verticales a lo largo de las fallas.

11.216

"MAGMATISMO SUBSECUENTE"

El magmatismo subsecuente se manifiesta en forma de intrusiones subvolcánicas de andesitas, riolitas y rocas ígneas semejantes.

11.217

OROGENESIS Y "VOLCANISMO FINAL"

Las seis etapas precedentes se realizan durante el ciclo de un geosinclinal; al mismo tiempo que se consolidan las magmas intruidas, constituyen los plutones o batolitos rígidos y no plegables. La ascensión del área geosinclinal a las grandes alturas, especialmente en el caso de la Cordillera de los Andes, se realiza a lo largo de grandes fracturas o fallas en sentido longitudinal y transversal. Las grandes glebas o bloques estructurales así constituidos, se solventan individualmente.

Los movimientos orogénicos están acompañados por manifestaciones del llamado "volcanismo final", en forma de eyección de tobas riolíticas y lavas del tipo basáltico, flujos de corriente de lava sobre decenas de kilómetros de extensión a partir de volcanes del Pleistoceno superior y Holoceno.

11.218

ESTADO DE CRATON

Un cratón, como estado final del proceso sinclinal orogénico, constituye un sólido macizo, ya no deformable. La tendencia de

su desplazamiento es, por lo general, ascendente, debido a movimientos epirogénicos o isostáticos; no alteran su estructura tectónica interna. Como resultado final evoluciona un escudo continental, sujeto solamente a la denudación continua.

11.221

GEOSINCLINAL PRE-ANDINO

En el continente sudamericano, a partir del Paleozoico, los procesos orogénicos se han desarrollado en dos etapas. La primera se desarrolló en el "Geosinclinal pre-andino" con interrupciones y repetición de fases. Se reconocen dos ciclos orogénicos (Ordoviciano y Missisipiano) y ondulaciones tectónicas durante el Permiano. Las actividades geotectónicas y magmáticas se extendieron a todo el ancho del continente. La ubicuidad de estos fenómenos dio lugar anteriormente a la suposición de la presencia de varios geosinclinales pre y extra andinos. Al conocerse, sin embargo, mejor la distribución de los sedimentos paleozoicos y del magmatismo acompañante, uno se inclina a suponer la existencia de una sola unidad geosinclinal, aunque de dimensiones poco frecuentes en la evolución de la tierra, y de aspecto muy complejo, según se especifica en el capítulo siguiente.

11.222

GEOSINCLINAL ANDINO

Putzer (1968, p. 18) ofreció un resumen de las cinco grandes unidades geotectónicas que se han desarrollado en el continente sudamericano desde el final del Criptozoico, que "han gobernado la paleogeografía y han influenciado las facies de los sedimentos marinos, litorales y continentales, el ambiente paleobiológico, espesor de las secuencias de los estratos, así como los grandes acontecimientos tectónicos y la actividad volcánica".

11.3

UNIDADES GEOTECTONICAS DE AMERICA DEL SUR

Las cinco unidades geotectónicas de América del Sur que ocupan áreas enormes son:

11.31

CRATONES

Cratones, masas sólidas y rígidas, consistentes en rocas magmáticas y metamórficas, unidades de tendencia positiva, com-

CONFORMACION GEOLOGICA DEL CONTINENTE SUDAMERICANO

plejos constituidos por plegamientos intensivos y repetidos, junto con intrusiones que no reaccionan más a fuerzas orogénicas. Son los escudos de Guayana y del Brasil setentrional y oriental (ver Gerth, 1956).

11.32

CUENCAS EPICONTINENTALES

Grandes cuencas epicontinentales, existentes desde el Cámbrico, unidades de tendencia negativa (hundimiento), sin plegamientos, mostrando fracturas en bloques geotectónicos. Ellas son la cuenca Amazónica (4,000 m. de espesor de sedimentos), la cuenca Paranaíba Sao Francisco (3,000 a 9,000 m. de sedimentos) y la cuenca Paraná (1,200 m. de sedimentos y hasta 1,500 m. de lavas basálticas).

11.33

NESO-CRATONES

Neso-Cratones, escudos insulares en áreas extra-andinas, consistentes en rocas cristalinas y metamórficas, unidades de tendencia positiva, de tectónica de fallamiento. Son los macizos de las sierras de las Pampas, Patagonia y Deseado.

11.34

CUENCAS PERI-CRATONICAS

Una faja de cuencas peri-cratónicas, unidades de tendencia negativa (hundimiento), rellenas con sedimentos de origen marino y continental, plegadas. La faja se extiende en el margen del escudo brasilero desde la desembocadura del Orinoco hasta el sur del río de La Plata.

11.35

GEOSINCLINAL ANDINO EN SU ESTADO FINAL

El geosinclinal andino, actualmente ocupado por una de las cordilleras más comprimidas y más altas del mundo. Ha sido una de las zonas de sumersión más notable (más de 30,000 m. de sedimentos y hasta 20,000 m. de roca volcánica) y una zona de movilidad extraordinaria hasta el Pleistoceno y de una actividad volcánica muy intensa durante el Jurásico, Cretáceo y Terciario.

11.4
OROGENESIS DE LOS ANDES

En contraste con el gran ancho del geosinclinal preandino, la actividad geotectónica durante el Mesozoico y Neozoico se confinó a la porción occidental del actual continente sudamericano, en una faja de la que surgieron en el curso de la evolución continental las áreas neocontinentales ocupadas casi íntegramente por el macizo de la Cordillera de los Andes.

Las principales fases ocurridas durante la existencia del geosinclinal andino fueron recientemente resumidas por U. Peteresen B. (1958, p. 168):

1).— “La primera regresión marina mayor ocurrió después de la “orogenia” permiana, dando lugar a la ausencia de sedimentos del Triásico inferior y medio. El segundo período mas bien de débil plegamiento originó una regresión durante el Triásico superior (Retiano). La tercera regresión durante el Cretáceo superior, elevó a los Andes un poco sobre el nivel del mar, habiéndose solevantado a su actual altura en tiempo relativamente reciente (Pleistoceno).

2).— “A excepción de áreas locales, ningún plegamiento ocurrió durante el tiempo de sedimentación en el geosinclinal (Triásico hasta Cretáceo medio).

3).— “Se produjeron plegamientos en varias etapas desde el Cretáceo medio hasta el Terciario inferior. Las etapas no eran necesariamente simultáneas ni extensivas a través de toda la Cordillera, excepto las más importantes (por ejemplo, la primera). Los esfuerzos dinámicos fueron suficientemente intensos como para producir importantes fallas de compresión, frecuentemente buzando al oeste. Plegamientos subordinados tuvieron lugar tal vez en el Plioceno.

4).— “El plegamiento fue seguido probablemente de una moderada emersión sobre el nivel del mar y de una nivelación subsiguiente a manera de peneplanicie, pero no existe ninguna indicación que una cadena alta de montañas hubiese resultado en alguno de los casos.

5).— “Las estructuras tectónicas que se produjeron durante los períodos Cretáceo y Terciario de orogénesis (compresión horizontal?), están orientadas al noroeste.

6).— “De un modo general, se puede aceptar que el plegamiento se encuentra dispuesto a lo largo de fajas longitudinales como sigue:

“a) Zona pacífica o costanera: plegamiento débil sin fecha precisa, excepto que es post-Cretáceo medio (probablemente Cretáceo superior);

“b) Zona de los Andes Centrales: plegamiento intenso durante el Cretáceo superior y Terciario inferior y medio;

"c) Faja oriental: plegamiento moderado principalmente durante el Terciario medio y superior.

"Esta situación pone en evidencia una migración al este de las "ondas de plegamiento", pero la cronología precisa y las correlaciones son todavía insatisfactorias. En efecto, esta migración puede ser sólo aparente o subjetiva".

Por regla general, los sedimentos andinos se hallan dislocados hasta el Terciario medio; en cambio, los del Plioceno y Cuaternario yacen en posición horizontal o sub-horizontal. La ascensión final de los Andes se realizó por bloques tectónicos, aunque no todos en el mismo ritmo, resultando la estructura de un gran pilar geotectónico, cuyo centro se elevó por encima de 4,000 a 4,500 m. con cumbres hasta más de 6,000 m. Los bloques laterales se han detenido en alturas entre 2,500 y 3,500 m. Su orientación general es de NW-SE. Contrastando con esta tendencia general, la geotectónica del litoral del noroeste peruano tiene la característica de un zócalo lábil, sin plegamiento, con varios pilares y fosas, cuyo marco general está dado por los macizos de los cerros de Amotape, Silla de Paita e Illescas.

11.5

ASPECTOS GEOMORFOLOGICOS RELACIONADOS CON EL SOLEVANTAMIENTO DE LOS ANDES

11.51

EPISODIO PUNA

Los rasgos geomorfológicos en el área andina y del litoral están interrelacionados con el ritmo del solevantamiento andino, contribuyendo uno y otro a una interpretación adecuada de los fenómenos.

Es evidente que el ritmo de ascensión de los Andes, durante el Terciario, habría sido lento e interrumpido por tranquilidad tectónica. En uno de los estancamientos, el nivel de la superficie andina se detuvo por tiempo prolongado. Se produjo una intensa denudación resultando una penellanura extensa, llamada superficie Puna, que representa una superficie de topografía post-madura. El nivel de su evolución habríase encontrado a no más de 500 m.s.n.m. Restos de la superficie Puna se encuentran en los bloques geotectónicos marginales alrededor de 3,000 m.s.n.m. y en los más levantados entre 4,200-4,500 m.s.n.m. El tiempo de su desarrollo se puede fijar sólo entre post-Eoceno y pre-Plioceno, o sea, en años absolutos, entre 36 y 13 millones de años antes del presente.

11.52

EPISODIO JUNIN

Reanudado el levantamiento de los Andes, la superficie Puna fue disectada por las arterias fluviales, y durante otro estancamiento se desarrollaron valles tendidos; el tiempo se conoce como Episodio Junín (Mc. Laughlin, 1925).

11.53

EPISODIO CHACRAS

Cuando la superficie del sólido andino había ascendido a más o menos 3,000 m. y en un estancamiento largo los ríos tuvieron no sólo el tiempo necesario para profundizar sus cauces en unos 500 m., sino también para ensanchar considerablemente sus valles y suavizar sus laderas que, en la actualidad, provistas de terrazas, se utilizan para la agricultura, razón por la que el tiempo de erosión se conoce con el término de Episodio Chacras (Mc. Laughlin, 1925).

11.54

ESTADO CAÑON

Mientras que los Andes o por lo menos algunos de sus bloques geotectónicos se elevan, los ríos cortan necesariamente cauces angostos con laderas prácticamente verticales o sea los cañones que se encuentran en todo el territorio nacional. En el litoral se conoce un buen número de ríos que en su curso inferior e inmediato a su desembocadura labran cañones de importancia (ríos Ica, Ilo, Tambo y otros). La presencia de cañones señala siempre un bloque geotectónico en movimiento ascendente. Por lo expuesto, la edad de los cañones no es uniforme sino que varía desde el Terciario hasta el presente.

11.6

GLACIACION DE LA CORDILLERA

Durante el Pleistoceno (ver Cuadro N° 4, columna derecha) se produjo una glaciación que afectó grandes regiones del mundo, y en particular, en sus últimas etapas, a la Cordillera de los Andes, cuando su parte superior sobrepasó los 4,000 m. de altura en su movimiento ascendente. Los vestigios de la acción glaciaria bajan hasta los 3,800 m.s.n.m. Aunque el casquete glaciario no llegó hasta el litoral, las aguas de deshielo, transportadoras de ingentes volúmenes de detrito, contribuyeron al arro-

yamiento de los valles. En las desembocaduras de un buen número de ríos, el arramblamiento ha producido conos de deyección del material arrancado por erosión en las laderas de los Andes cuando los ríos tuvieron un caudal de agua mucho mayor que en la actualidad.

11.7

DESARROLLO DE LA COSTA DEL MAR PERUANO

Los alineamientos estructurales (bloques geotectónicos, fallas y pliegues) en el litoral, corren en el sur con rumbo general de ESE a WNW y en el centro sensiblemente al NNW; por contraste, en el litoral del noroeste peruano las líneas estructurales tienen una dirección general de SW-NE. (Ver el mapa metalogénico del Perú de F. de las Casas y E. Ponzoni S., 1969). Los bloques estructurales, en numerosos sitios, se dirigen oblicuamente a la costa, determinando en primer lugar sus sinuosidades.

Un rasgo sobresaliente constituye el trayecto entre la península de Paracas y los cerros de Illescas, donde sobre una distancia de más o menos 1,000 km. faltan las rocas terciarias características en el litoral. En el departamento de Ancash, la granodiorita andina se acerca al mar. Esta situación, según se ha dicho ya, se explica por el hundimiento en gran escala de una faja apreciable de parte del continente. (Lisson, 1907, 1918, 1921, 1924, 1925 b; Dueñas, 1925; Steinmann, 1923, 1929, 1930 a y b, 1933; Ruegg, 1960, 1962, entre otros).

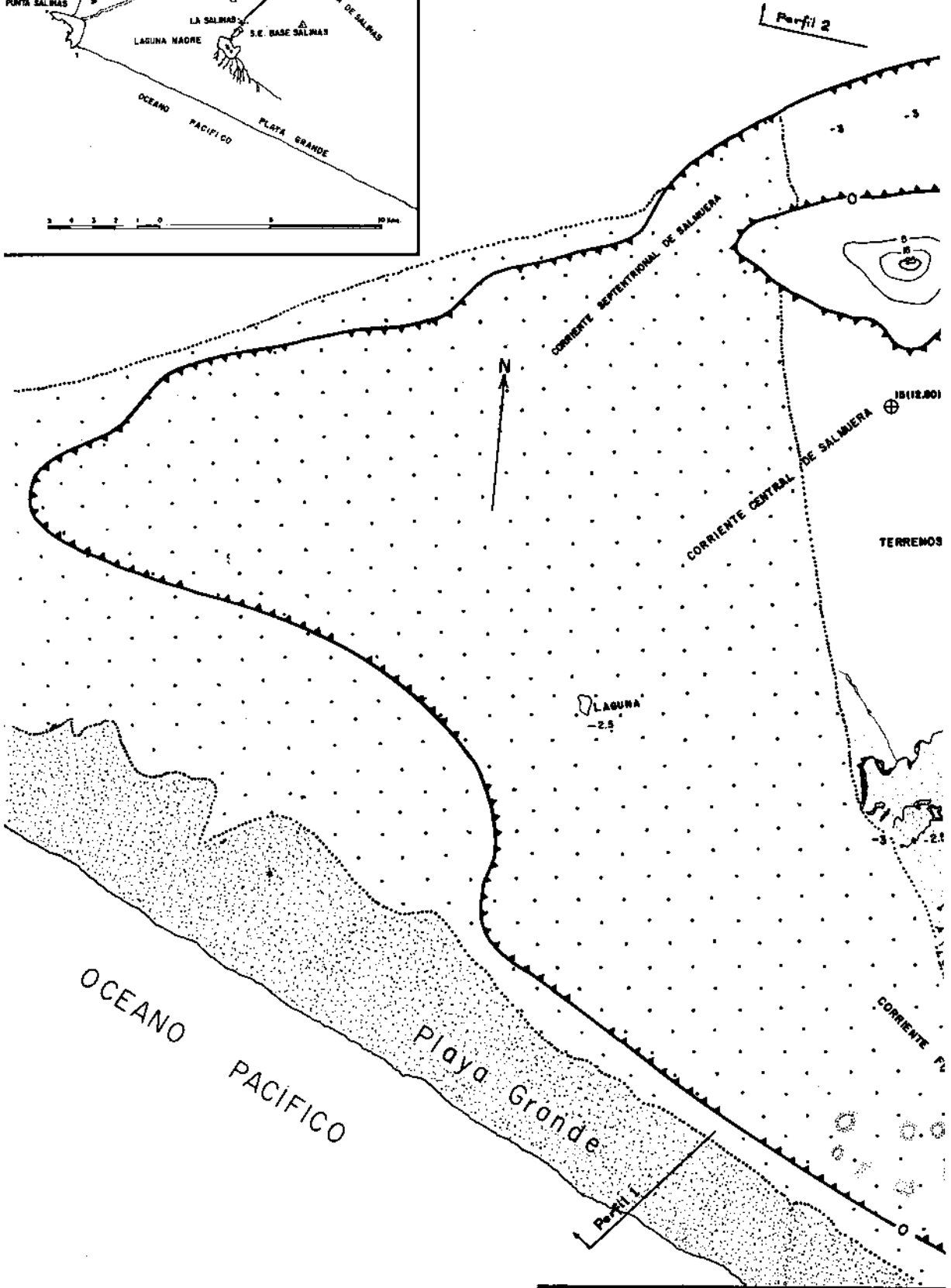
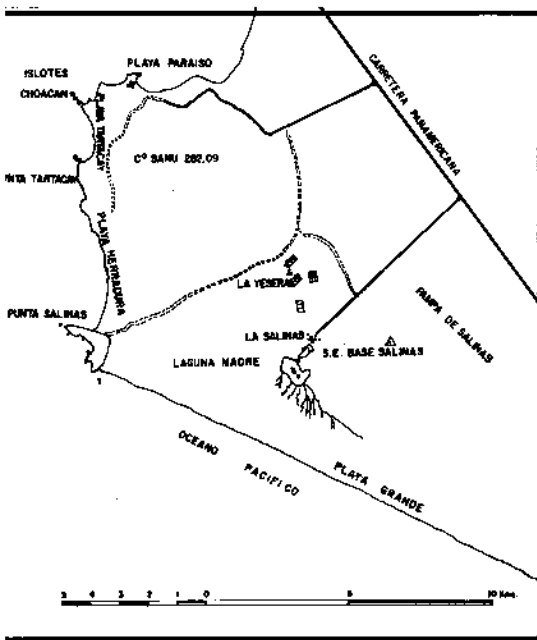
Las sinuosidades de las líneas batimétricas cercanas a la costa se interpretan como "continuación submarina" de algunos valles del flanco occidental de la cordillera (Steinmann, 1933). Tales valles submarinos se notan a lo largo del litoral. A consecuencia de la sumersión, en la mayoría de los ríos hubo de retroceder su base de erosión tierra adentro, presentando el estado de torrente y, en su curso inferior sin las pendientes suaves que son propias de los ríos fuera de los sectores hundidos, como por ejemplo, en los valles del Chira y del Tumbes.

Los movimientos tectónicos complejos a lo largo de la costa peruana, se ponen en evidencia por varios rasgos morfológicos y tectónicos. La loma submarina de Ica (Steinmann, 1930) o loma submarina de Nazca (Schweigger, 1947; Ruegg, 1960, 1962; Manera, 1971), situada costa afuera de San Nicolás, constituye una elevación submarina que se extiende en dirección general al suroeste sobre una distancia de unas 1,000 millas. El fondo del mar en aquella región tiene una profundidad de unos 4,000 m. pero el dorsal le sobresa a unos 1,000 m. teniendo tres picos aislados entre sí, que se encuentran a sólo 210, 320 y 402 m. bajo

el nivel del mar. Ruegg interpreta esta loma submarina como una continuación de los cerros Huricanga entre Lomas y Nazca.

El hundimiento de la faja dilatada entre Paracas y los cerros Illescas, tampoco es uniforme; se habrían producido bloques independientes, según demuestran las islas frente a la costa peruana, una de ellas hasta una distancia costa afuera de unos 70 km. En estas islas se observa rocas similares a las que afloran en la tierra firme cercana; serían pilares testigos no afectados por el hundimiento o sollevamientos posteriormente, como en el caso de las islas frente a Pisco ya referido anteriormente.

El ancho de la faja de continente hundido, según la configuración de las líneas batimétricas, se ha estimado en cantidades variadas, pudiéndose considerar un valor ponderado de alrededor de 100 km. El área sumergida sería de unos 100,000 kilómetros cuadrados. Aún no se ha podido precisar las etapas del hundimiento que son post-Plioceno y posiblemente contemporáneas con las fases del levantamiento vertical de los Andes durante el Cuaternario (Steinmann, 1930 b); en algunos casos serían subrecientes. El principio del Pleistoceno, hace un millón de años, constituye la antigüedad máxima para el modelado de la costa, pero aún en la actualidad el mar desgasta la línea de la playa; con todo, estas modificaciones se realizan en escala reducida si se compara con las que la costa experimentó por las transgresiones y regresiones durante el Terciario y Pleistoceno.



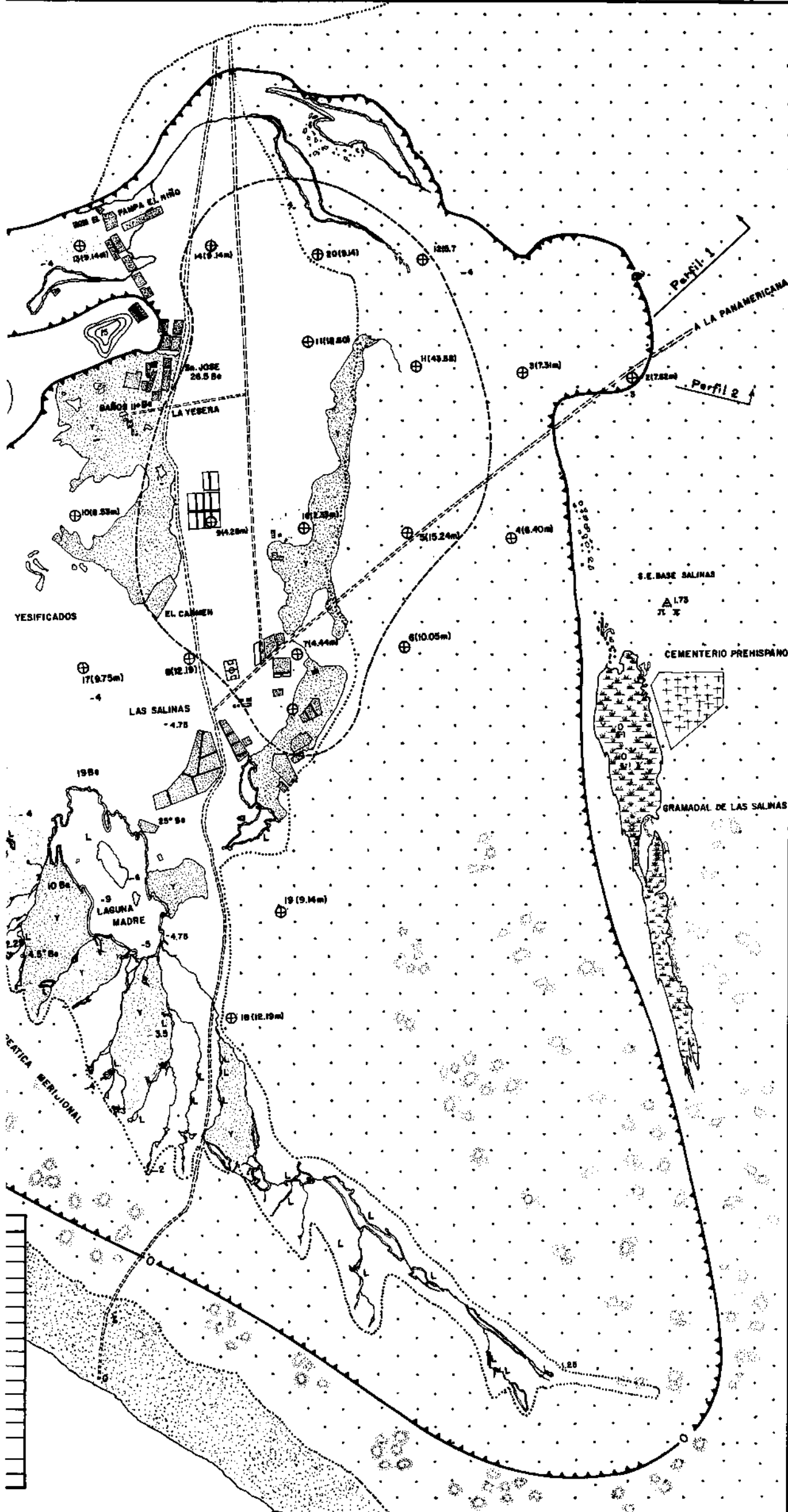
PLANO DE LAS SALINAS

Huacho, provincia de Chancay.

TOPOGRAFIA: Fotos aéreas año 1945, Servicio Aereofotográfico Nacional Carta Nacional en Escala 1:100,000 — 1968.

GEOLOGIA: Dr. GEORG PETERSEN G. (1957—1971).

LEYENDA:	
	Camino Carrozable
	Evaporadores de sal
	Solo se indica los más importantes de la Empresa de Sal
	Alimentadores con fuentes de salmuera
1.75	Cotes sobre al nivel del mar en metros
	Nivel normal
-3	Cotes debajo del nivel del mar en metros
	Sondajes
	Pozo de agua dulce en el gramadal
	Arena movediza
	Arena movediza húmeda
	Dunas
	Gramadal
	Límite de cuerpo de yeso y sal en el subuelo
	Lagunas de salmuera (L.)
	Depresión
	Yeso.



BIBLIOGRAFIA

- ADAMS, Jorge I. — *Caudal, procedencia y distribución de aguas de la provincia de Tumbes y los departamentos de Piura y Lambayeque*, en Boletín del Cuerpo de Ingenieros de Minas del Perú, Lima, 1905; N° 27, 113 pp., mapas, ilustr.
- ADAMS, J. I. — *Caudal, procedencia y distribución de aguas de los departamentos de Lima e Ica*, en Boletín del Cuerpo de Ingenieros de Minas del Perú, Lima, 1906; Vol. 37, pp. 1-94, con mapa.
- ALAYZA PAZ SOLDAN, Luis. — *Mi país*. Lecturas peruanas, segunda serie, Lima (Publicidad Americana), sin fecha (1943?), 479 pp.
- ALBERCA CEVALLOS, Alejandro. — *Aspectos geológicos del distrito de Chilca*, en Boletín de la Sociedad Nacional de Minería y Petróleo, Lima, 1953. N° 46, pp. 3-21; y Lima, 1956, N° 47, pp. 3-22, ilustr. y mapa.
- AMSTUTZ, G. C. y Raymond CHICO. — *Sand size fractions of South Peruvian barchans and a brief review of the genetic grain shape function*, en Bull. Ver. Schweizer. Petrol.- Geol. u. Ing., 28 febrero, 1958; Vol. 24, N° 67, pp. 47-52, ilustr.
- ANGULO, Nicolás M. — *Mapa fitográfico de la flora halófila de las playas marítimas de la provincia de Trujillo del departamento de La Libertad*, en Revista Universitaria, Trujillo, 1935; Univ. Nac. de Trujillo, 3ª época, Año IV, Nos. 7 y 8.
- ANONIMO: (SCIF). — *Evaluación económica y planeamiento: Departamento de Tumbes*. Ministerio de Fomento, Lima, 1956; Servicio Cooperativo Interamericano de Irrigación, Vías de Comunicación e Industrias (SCIF); Informe del Departamento de Planeamiento Económico, 124 pp., mapas, ilustr. Multilith.
- ANONIMO (EPF). — *Memoria de la Empresa Petrolera Fiscal. 1961*. Lima, Gráfica Morsom S.A., 1962, 41 pp., ilustr.
- BARREDA, J. Alberto. — *Estudio forestal del departamento de Tumbes*, en Boletín del Comité Nacional de Protección de la Naturaleza, Año II, N° 1, pp. 112-146.
- BARUA, Víctor. — *Reconocimiento geológico. Zona de Tacna y Moquegua*, en Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, Lima, 1961; Vol. 36, pp. 35-59.
- BATEMAN, Alan M. — *Yacimientos minerales de rendimiento económico*. Barcelona ("Omega"), 1957.
- BELLIDO, Eleodoro. — *Sinopsis de la Geología del Perú*, en Boletín del Servicio de Geología y Minería, Lima, 1969; N° 22, 54 pp. Ministerio de Energía y Minas.
- BELLIDO, Eleodoro. — *Mapa Geológico del Perú* (texto) y *Mapa Geológico Generalizado*, en Atlas Histórico, Geográfico y de Paisajes Peruanos, Lima, 1970, pp. 117-119.
- BELLIDO, E. y C. GUEVARA. — *Geología de los cuadrángulos de Punta de Bombón y Clemesi*, en Comisión Carta Geológica Nacional, Lima, enero de 1963; Vol. II, N° 5, 92 pp., dos mapas geológicos, ilustr. Ministerio de Fomento y O. P.
- BELLIDO, E. y S. NARVAEZ. — *Geología del cuadrángulo de Atico*, en Comisión Carta Geológica Nacional, Lima, diciembre de 1960; hoja 33-0, Vol. I, N° 2, 59 pp., mapas e ilustr. Ministerio de Fomento y O. P.
- BENAVIDES CACERES, Víctor. — *Estratigrafía pre-terciaria de la región de Arequipa*, en Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, Lima, 1962; Vol. 38, pp. 5-63 (Segundo Congreso Nacional de Geología).
- BERNUY VERAND, Oscar. — *Estudio geológico del yacimiento salino de Puite (departamento de Moquegua)*. Tesis para optar el grado de Bachiller de Geología, Lima, 1971; Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Programa Académico de Geología e Ingeniería Geológica. Mecanografiado, 111 pp., ilustr., mapas.

HISTORIA MARITIMA DEL PERU

- BERRY, Edward W. — *Miocene fossil plants from Northern Peru*, en From the Proceedings of the United States National Museum, N° 2270, Vol. 55, pp. 279-294, ilustr. Washington (Government Printing Office), 1919.
- BERRY, Edward W. — *Carboniferous plants from Peru*, en Am. Jour. of Sci. Vol. III, pp. 189-194. También en John Hopkins Univ. Studies in Geology, 1922; Vol. 4, pp. 10-42, pl. 1-7.
- BERRY, W. — *The foraminifera of the Heath formation of Northwestern Peru, South America*, en *Ecologiae geologicae Helvetiae*, Basle, 1932; Vol. 25, N°1, pp. 25-31, lám. 2-3.
- BODVARSSON, G. and WALKER, G.P.L. — *Crustal Drift in Iceland*, en The Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, Vol. 8, N° 3, pp. 285-300. London, W.I. (Burlington House), Febrero 3, 1964.
- BORCHERT, Hermann. — *Ozeane Salzlagerstaetten*. Berlin-Nikolassee (Gebr. Bornträger), 1959, 208 pp., ilustr.
- BORMAN, Isaiah. — *The Andes of Southern Peru, Geographical reconnaissance along the 73° meridian*. New York, 1916, 336 pp. Traducido por Carlos Nicholson: *Los Andes del Sur del Perú. Reconocimiento geográfico a lo largo del meridiano 73°*. Arequipa, Editorial La Colmena S.A., Arequipa, 1938, 267 pp.
- BOSC NELSON, Eric Antoine. — *Geología de la región comprendida entre la quebrada de Parca (Chilca) y el valle de Mala*. Tesis para optar el grado de Bachiller en Geología, Lima, 1963, 84 pp., 19 fotos, mapa geol. y secciones. Universidad Nacional de San Marcos.
- BOSWORTH, T. O. — *Geology of the Tertiary and Quaternary periods in the Northwest Part of Peru*, with an account of the Palaeontology by Henry WOODS, T. WAYLAND VOUCHAN, J.A. CUSHMANN and others. London, (Macmillan and Co.), October 3, 1922; 134 pp., mapas, ilustr.
- BRAVO, José J. — *Reconocimiento de la región costanera de los departamentos de Tumbes y Piura*, en Archivos de la Asociación Peruana para el Progreso de la Ciencia, Lima, 1921, Tomo I, pp. 15-19.
- BRIGHTON, A.G. — *A new miocene echinoid from NW. Peru*, en Geological Magazine, London (Dulau and Co.), 1926; Vol 63, N° 740, pp. 61-69.
- BROGGI, Jorge A. — *La Silla de Paita y sus alrededores*, en Boletín de Minas, Ind. y Construcc., Escuela Nacional de Ingeniería, Lima, 1913; Serie II, Vol. VI, Nos. 4 y 6, pp. 62-72 y 101-113.
- BROGGI, J.A. — *Posibilidades petrolíferas en la faja costanera Lima-Ica*, en Síntesis de la Minería Peruana, Lima, 1925; e., 90-112, 2 figs.
- BROGGI, J.A. — *Croquis geológico de la faja de Cañete e Ica*, en el diario "La Prensa", Lima, mayo de 1925.
- BROGGI, J.A. — *Algunos problemas pendientes sobre la geología de Lima y sus alrededores*, en Informaciones y Memorias de la Sociedad de Ingenieros del Perú, Lima, diciembre de 1934; Vol. 35, N° 12, pp. 496-499.
- BROGGI, J.A. — *Memoria de excursión realizada a la zona sur de la costa con alumnos del 5° año de Minas*, en Boletín de Minas, Industrias y Construcciones, Lima, 1940; III, Vol. 18, pp. 12-24.
- BROGGI, J.A. — *Las terrazas de Chosica*, en Rev. Ciencias, Lima, diciembre de 1941, N° 438, año XLIII, pp. 587-604, 1 fig., 1 mapa, 8 pl. También: Actas Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, 1941; 4, pp. 231-248, 8 fotos, 1 mapa.
- BROGGI, J.A. — *Las terrazas marinas de la bahía de San Juan de Ica*, en Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, Lima, 1946; Vol. 19, pp. 21-33.
- BROGGI, J.A. — *Fisiografía y estratigrafía de Zarumilla. Nota presentada a la Soc. Geol. del Perú en mayo de 1937*. Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Lima, Lima, 1941, pp. 47-55, ilustr.
- BROGGI, J.A. — *Sobre geomorfología y climatología de Huacachina*, en Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, Lima, 1943; Vol. 14 y 15, pp. 81-98 ilustr.
- BROGGI, J.A. — *Migración de arenas a lo largo de la costa peruana*, en Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, Lima, 1952; Tomo XXIV, 25 pp., (Span., Engl., summ.), ilustr.

BIBLIOGRAFIA

- BROGGI, J.A. — *Pasamayo y la Geología. Importancia que el estudio de la migración de arena tiene para el Ingeniero*, en Boletín de la Escuela de Ingenieros, Lima, 1954; Serie IV, Tomo XXVII, pp. 28-59.
- BROGGI, J.A. — *Las ciclópeas dunas compuestas de la costa peruana*, en Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, Lima, 1961; T. XXXVI, pp. 61-66.
- BROGGI ROJAS, Jorge. — *Medición del flujo arenoso, Playa Santa Rosa*. Tesis, Lima, 1960, Fac. Minería U.N.I. Biblioteca Central.
- BROGGI ROJAS, Jorge. — *Mediciones de arena eólica extraída de la playa de Santa Rosa por deflación*. Proceedings of eighth Conference Coastal Engineering. Publ. por Council on Wave Research University of California, Richmond, California, 1963.
- BUBNOFF, Serge von. — *Grundprobleme der Geologie, eine Einführung in geologisches Denken*. Berlin, 1931, (Verlag von Gebrüder Bornträger), 237 pp.
- BUCHER, Walter H. — *The deformation of the earth's crust. An inductive approach to the problem of diastrophism*. Princeton University Press, Princeton, 1941.
- CABRERA LA ROSA, Augusto. — *Geomorphologie des Tumbesdeltas (Peru)*, en Geologie der Meere und Binnengewässer, Berlin, 1938, Vol. 2, pp. 1-21.
- CASAS, Fernando de las y Edgardo PONZONI S. — *Perú: Mapa Metalogenético*. Escala 1:1'000'000. Publicación de la Sociedad Nacional de Minería y Petróleo, Lima, noviembre de 1969.
- CASTRO BASTOS, Leonidas. — *Geología de los alrededores de Lima*. Lima, Impresora Estudiantil, enero de 1958; 60 pp., mapas, ilustr.
- CASTRO BASTOS, Leonidas. — *Estudio geológico en el departamento de Tacna*. Tesis para optar el grado de Doctor de Geología. Mecanografiado. Lima, febrero de 1960.
- CHALCO, R. Alejandro. — *Informe geológico de la región Tumbes-Zarumilla*, en Boletín Técnico de la Empresa Petrolera Fiscal, Lima, 1955; Vol. 3, pp. 25-44, perfiles, mapas.
- CHERRY, J. W. — *A contribution to the study to the quaternary formations of North West Peru*. Thesis submitted for the degree of Master of Science in the University of Durham (Inglaterra), 59 pp., ilustr. Durham, 30th. April 1953. (Manuscrito no publicado, existe copia mecánica).
- CHEVALIER, M. E. — *Voyage autour du monde exécuté pendant les années 1836-1837 sur la Corvette "La Bonite", commandée par M. Vaillant*. Cap. Géologie et Minéralogie, Paris, 1944; Cap. VI, pp. 145-175.
- CIEZA DE LEON, Pedro. — *La crónica general del Perú*. Sevilla, 1533. Tomo I. Reedición. Colección Urteaga, Historiadores Clásicos del Perú; Lima, Lib. e Imp. Gil, 1924, 350 pp.
- CLOSS, W. und BEHNKE, Cl. — *Fortschritte der Anwendung seismischer Methoden in der Erforschung der Erdkruste*, en Geologische Rundschau, Vol. 51, fasc. 2, pp. 315-330. Stuttgart (Enke Verlag), 1961.
- COLBERT, Edwin H. — *A new fossil whole from the miocene of Peru*, en Bulletin American Musseum of Natural History, New York, 1944; Vol. 83, Art. 3, pp. 199-212.
- COLBERT, Edwin H. — *Nueva ballena fósil del Miocénico del Perú*. Traducción en Boletín Museo Historia Natural Javier Prado, Lima, 1945; Año 9, Nos. 32 y 33, pp. 23-60, ilustr.
- COLLIN DELAVALD, Claude. — *Les régions côtières du Pérou septentrional*. Institut Français d'Etudes Andines, Bordeaux (Biscaye Frères), 1968; Vol. 12, 600 pp., mapas ilustr.
- CONRAD, V. — *Die klimatologischen Elemente und ihre Abhängigkeit von terrestrischen Einflüssen*. Handbuch der klimatologie, Berlin. (Bornträger), 1936; Vol. I, P. B., 556 pp., ilustr.
- CORTEZ, Víctor. — *Historia y agonía de un puerto*, en Revista de Marina y Aviación, Lima, set.-oct. 1935; XX, N° 5, pp. 459-480, mapas.
- COSSIO, Aurelio y Hugo JAEN. — *Geología de los cuadrángulos de Puemape, Chocope, Otuzco, Trujillo, Salaverry y Santa*, en Boletín del Servicio

HISTORIA MARITIMA DEL PERU

- de Geología y Minería, Lima, noviembre de 1967; N° 17, 141 pp., mapas-
ilustr. Ministerio de Fomento y O. P.
- CRAWFORD, Arthur Raymond. — *Continental Drift and Un-Continental Thinking*, en *Economic Geology*, 1970; Vol. 65, pp. 11-15.
- CUETO ARAGON, Luis Julio. — *Los bosques de los desiertos costeros del Perú*, en Ministerio de Agricultura, Servicio Forestal y de Caza, Informe N° 29, Lima, marzo de 1967, pp. 1-9.
- CUNEO VIDAL, Rómulo. — *Del término "Yunga" en la nomenclatura geográfica de los antiguos peruanos*, en Boletín de la Sociedad Geográfica de Lima, Lima, 1923; Vol. XL, 1er. y 2° trimestre, pp. 57-59.
- DALL, William Healy. — *Report on a collection of shells from Peru, with a summary of the litoral marine mollusca of the Peruvian zoological province*, en Proceedings of the United States National Museum, N° 1704, Vol. 37, pp. 147-294, ilustr. Washington (Government Printing Office), 1909.
- DARWIN, Charles. — *Geological observations of South America*. London, 1846-1847. 2da. Ed. London 1876.
- DARWIN, Charles. — *Viaje de un naturalista alrededor del mundo*. Buenos Aires, Libr. El Ateneo, Reimp., 1945; 618 pp., 120 ilustr.
- DEUTSCH, Ernst R. — *Polar Wandering and Continental drift: An Evaluation of recent evidence*. Soc. of Econ. Paleont. and Mineralogists. Special Publications N° 10, pp. 4-46; Menasha, Wisconsin. July 1963.
- DEWEY, John F. and John M. BIRD. — *Mountain Belts and the New Global Tectonic*, en Journal of Geophysical Research. American Geophysical Union, May 10, 1970.
- DEZA, M. Ernesto. — *Los terremotos en el Perú*, en Atlas Histórico Geográfico y de Paisajes Peruanos, pp. 119A y 120, mapas 119A y 120B.
- DICKINSON, William R. — *Plate tectonics*, en Geotimes (American Geological Institute), Washington D. C., January, 1971; Vol. 16, N° 1, pp. 21-22.
- DOBERITZ, Rolf. — *Zum kuestenklima von Peru*. Teil I: *Die Klimabeobachtungen 1925-1933 und die Wassertemperaturen 1925-1963 von Puerto Chicama*. Teil II: *Die klimabeobachtungen 1943-1951 von Casa Grande*. Deutscher Wetterdienst. Seewetterant. Einzelveroeffentlichungen N° 59, 115 pp., 33 cuadros y 24 figuras. Hamburg (Deutscher Wetterdienst), 1967.
- DOLLFUS, Oliver. — *Nota sobre una crisis climática reciente en el desierto peruano, a partir del análisis por C-14 de osamentas humanas*, en Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, Lima, 1962; Vol. 38, pp. 65-70.
- DOLLFUS, Oliver. — *Los Andes Centrales du Perou et leurs piémonts (Entre Lima et le Pérené)*. *Travaux de l'Institut Français d'Etudes Andines*. Lima, (Institut Français d'Etudes Andines), 1965; Vol. 10.
- DORCA, I. R. — *Estudio sobre los yacimientos carboníferos de Paracas*, en Boletín de la Sociedad de Ingenieros del Perú, Lima 1909; Vol. 11, pp. 104-130.
- DUEÑAS, Enrique I. — *Rasgos fisiográficos fundamentales del Territorio Peruano*, en Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, Lima, 1925; Vol. I, pp. 31-60.
- EGUIGUREN, V. — *Las lluvias en Piura*, en Boletín de la Sociedad Geográfica de Lima, Lima, 1894-95; 4, pp. 241-258.
- ELLENBERG, Heinz. — *Wald oder Steppe? Die natürliche Pflanzendecke der Anden Perus. I u II*, en Die Umschau in Wissenschaften und Technik, 1958; Heft 21, pp. 645-648 y Heft 22, pp. 679-801.
- ELLENBERG, Heinz. — *Ueber den Wasserhaushalt tropischer Nebelseen in der Kuestanwueste Perus*, en E. Ruebel und W. Lüedi, Bericht ueber das Geobotanische Forschungsinstitut in Zürich fuer das Jahr 1958, pp. 47-74, ilustr. Zurich, 1959.
- ELLENBERG, Heinz. — *Typen tropischer Urwälder in Peru*, en Schweizerische Zeitschrift fuer Forstwesen. N° 3 pp. 169-187; Marzo, 1959.
- ELLENBERG, Heinz. — *Montane vegetation and productivity in the tropics, with special reference to Peru*. Proceedings and papers of the IUCN

BIBLIOGRAFIA

- 9th Technical Meeting. (Nairobi, September 1963). IUCN Publications new series, 1964, N° 4, Part II. Ecosystem and biological productivity, pp. 172-177.
- ENGEL, Frederic. — *Geografía humana prehistórica y agricultura precolombina de la quebrada de Chilca*. Lima (Universidad Agraria, Departamento de Publicaciones), mayo de 1966; Tomo I, Informe Preliminar, 110 pp., 85 figuras, mapas e ilustraciones.
- FERNANDEZ CONCHA, Jaime. — *Geología del Morro Solar*, en Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, Lima, 1958; Tomo XXXIII, pp. 5-50 ilustr., mapas.
- FERREYRA, Ramón. — *Comunidades vegetales de algunas lomas costaneras del Perú*, en Boletín N° 53 de la Estación Experimental Agrícola de "La Molina", Lima, diciembre de 1953, 87 pp., ilustr. Ministerio de Agricultura, Dirección General de Agricultura.
- FERREYRA, Ramón. — *Contribución al conocimiento de la flora costanera del norte peruano (departamento de Tumbes)*, en Boletín de la Sociedad Argentina de Botánica, La Plata (Mandolín & Co.), 1957; Vol. 6, Nos. 3 y 4, pp. 194-206.
- FERREYRA, Ramón. — *Algunos aspectos fitogeográficos del Perú*, en Revista del Instituto de Geografía, Lima, 1960; N° 6, pp. 41-88, ilustr. Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Facultad de Letras.
- FINKEL, Hermann J. — *The barchans of Southern Peru*, en The Journal of Geology, Vol. 67, pp. 614-647, ilustr. Chicago, Ill., 1959.
- FISCHER, Alfred G. — *Desarrollo geológico del noroeste peruano durante el mesozoico*, en Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, Lima, 1965; Vol. 30, pp. 177-190, ilustr. mapa.
- FRIZZEL, D. L. — *A study of two pelecypod species from Western South America*, en Journal of Paleontology, Vol 20, N° 1, pp. 38-52, January, 1946.
- FUCHS, Federico G. — *La región cuprífera de los alrededores de Ica y Nazca*, en Boletín del Cuerpo de Ingenieros de Minas, Lima, Tip. de "El Lucero", 1905; N° 29, 100 pp., ilustr. y mapas.
- FUCHS, Federico G. — *Yacimientos de petróleo en el departamento de Ica*, en diario "El Comercio", Lima, 27 de junio de 1950.
- FUCHS, Fernando C. — *Nota sobre el terreno carbonífero de Ica*, en Boletín de Minas, Ind. y Constr., Lima, 1900; N° 16, pp. 50-51. También en: Informes y Memorias, Sociedad de Ingenieros del Perú, 1900; Vol II, N° 16, pp. 1-4.
- GAY Jr., Parker. — *Origen, distribución y movimiento de las arenas eólicas en el área de Yauca y Palpa*, en Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, Lima, 1962; Vol. 37, pp. 37-58, ilustr.
- GERLACH, Sebastian Adam. — *Die Mangrovevegetation tropischer Kuesten als Lebensraum*. Zeitschrift fuer Morphologie und Oekologie der tiere, Berlin (springer Verlag), 1958; Vol. 46, N° 6, pp. 637-730.
- GERTH, Heinrich. — *Der geologische Bau der Südamerikanische kordillere*. — Berlin-Nikolassee (Gebr. Borntraeger), 1955; 264 pp. mapas, ilustr.
- GERTH, Heinrich. — *Die Bedeutung der alten kerne für die geologische Struktur der jungen kordillere*, en Geologische Rundschau, Vol. 45, pp. 707-721. Stuttgart (Verlag Ferdinand Enke), 1956.
- GERTH, Heinrich. — *Die Entwicklung der Orogene der Südamerikanischen während des Mesozoikums*, en Geologische Rundschau, Vol. 50, pp. 619-630. Stuttgart (Verlag F. Enke), 1960.
- GERWIN, Robert. — *Kontinentaldrift*, en Naturwissenschaftliche Rundschau, Vol. 21, N 4, pp. 151-152. Stuttgart, 1968.
- GERWIN, Robert. — *Descubrimiento de ondas de gravitación procedentes del cosmos*. — "Universitas" revista alemana de Letras, Ciencias y Arte. Edic. S., Vol. 9, N° 3, pp. 275-278. Stuttgart (Wissensch. Verlagsgesellschaft), diciembre 1971.

HISTORIA MARITIMA DEL PERU

- GONZALEZ-BONORINO, Félix y Luis AGUIRRE. — *Metamorphic facies series of the crystalline basement of Chile*, en *Geologische Rundschau*, N° 59, Fasc. 3. Stuttgart (Enke), 1970.
- GONZALEZ HOLGUIN, Diego. — *Vocabulario de la Lengua General de todo el Perú llamada Lengua Quichua o del Inca*. — Ver Prólogo de Raúl Porras Barrenechea. Imprenta Santa María, Lima, 1952, 697 pp. Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Instituto de Historia.
- GOTHAN, W. — *Bemerkungen zur Alt-Carbonfauna von Peru, besonders von Paracas*. Neues Jahrb. f. Min. etc. BB. 59 ABT. H., 1927, pp. 292-299.
- GRZYBOWSKY, J. — *Die Tertiaerablagerungen des noerdlichen Peru und ihre Molluskenfauna*, en *Beitraege zur Geologie und Paleontologie von Südamerika*, Vol. 8, Neues Jahrbuch fuer Mineralogie usw. BB. Vol. 12, pp. 610-664. Lám. 15-20. Stuttgart, 1899.
- GRZYBOWSKY, J. — *Los depósitos terciarios del Perú septentrional y su fauna de moluscos*, en *Boletín de Minas, Industrias y construcciones*, Lima, 1937; Vol III, Nos. 8 y 9, pp. 11-84, Lám. 15-20. Traducido por Georg Petersen G.
- GUSSOW, William Carruthers. — *Matasy (crustal shifts)*. Soc. of Econom. Paleontologists and Mineralogists. Special Publications N° 10, pp. 146-169. Tulsa, Menasha, Wisconsin, 1963.
- GUTIERREZ, A. D. — *Estudio de algunos fósiles del Terciario de Paracas*. Lima, 1948, Universidad Nacional de San Marcos, Escuela de Geología, Tesis (inédito).
- HANN, J. — *Handbuch der klimatologie*. Vol. 2, pp. 360-417, Stuttgart, 1908-11.
- HANNA, G. Dallas and Merle C. ISRAELSKY. — *Contribution to the Tertiary Paleontology of Peru*. Proceeding of the California Academy of Sciences, Fourth Series, San Francisco (The Academy), 1925-26; Vol. 41, N° 2, pp. 37-75. Plates 7 and 8, ilustr.
- HAM, Cornelius K. y Leo J. HERRERA Jr. — *Role of subandean fault system in tectonic of Eastern Peru and Ecuador*, en *The Backbone of the Americas-Tectonic history from pole to pole*. A symposium, memoir N° 2, pp. 47-61. The American Association of Petroleum Geologists, 1963.
- HARRINGTON, Horacio J. — *Deep Focus Earthquakes in South America and their possible relation to continental drift*. Soc. of Economist Paleontologists an Mineralogists. Special Publications N° 10, pp. 55-73. Tulsa, July, 1963.
- HAY-ROE, Hugh y Richard W. AMIEL. — *La geología del Noroeste del Perú: sus efectos en las operaciones petroleras del zócalo*. Primer Congreso Latinoamericano de Geología, 22-29 de noviembre de 1970, Lima, Tipografía Peruana, 1972; Tomo II, pp. 5-28, ilustr.
- HEEZEN, Bruce C. — *The rift in the Ocean floor*, en *Scientific American*, October, 1960, pp. 99-109.
- HEEZEN, Bruce C. — *The deep-sea floor*, en *Continental Drift*. Ed. S. K. Runcorn, pp. 235-288. Academic Press. New York and London, 1962.
- HILGENBERG, Otto Christoph. — *Die Paläographie der expandierenden Erde vom karbon dis zum Tertiär nach paläomagnetischen Messungen*, en *Geologische Rundschau*, Vol. 55, p. 3, pp. 878-924. (Verlag Fr. Enke). Stuttgart, 1966.
- HOYT-MARCONA. — *Regional Geology, Coastal area Paracas to Chala. Escala 1:500,000*. Mapa geológico levantado por J. W. Hoyt y publicado por Marcona Mining Company. Agosto de 1963.
- IDDINGS, Arthur y A. A. OLSSON. — *Geology of Northwest Peru*, en *Bulletin of the American Association of Petroleum Geoligits*, Vol. 12, N° 1, 1928, 39 pp.
- ILLIES, H. — *Kontinentalverschiebungen und Polverschiebungen-Ursachen und Probleme*, en *Geol. Rundschau*, Vol. 54, 1, pp. 549-580. Stuttgart, 1964.
- IMARPE. — *Atlas Bio-Oceanográfico del Instituto del Mar del Perú*. Lima, 1964 a 1968.

BIBLIOGRAFIA

- INSTITUTO NACIONAL DE PLANIFICACION. — *Atlas Histórico, Geográfico y de Paisajes Peruanos*. Presidencia de la República, Instituto Nacional de Planificación, Asesoría Geográfica, Lima, 1970, 735 pp.
- ISACKS, B., J. OLIVER and L. R. SYKES. — *Seismology and the new tectonics*, en *Journal of Geophys. Research*, 1968, Vol. 73
- JAEN LA TORRE, Hugo. — *Geología del Cuadrángulo de Tarata*. Comisión Carta Geológica Nacional, Vol. 11, pp. 1-91, con mapa geológico; Lima, (Ministerio de Fomento y O. P.), 1965.
- JARN, Hugo y Guillermo ORTIZ. — *Geología de los cuadrángulos de La Yarada y Tacna*. Comisión Carta Geológica Nacional. Vol. 6; Lima (Ministerio de Fomento y O. P.), setiembre de 1963.
- JAENECKE, Ernst. — *Die Entstehung der deutschen Kalissalzlager*. Braunschweig (Vieweg) 1915, 109 pp.
- JAETZOLD, Ralph. — *Ein Beitrag zur Klassifikation des Agrarklimas der Tropen*. — Tuebinger Geographische Studien. Heft. 34 (Sonderband 3) Beitrage zur Geographie der Tropen und Subtropen, pp. 57-69, ilustr. Tuebingen (Geogr. Inst. der Universitaet), 1970.
- KINZL, Hans. — *Duenen in der kuestenlandschaft von Peru*, en *Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft von Wien*. Vol 100, N° 1/11, pp. 5-17 Wien, 1958.
- KNOCH, K. — *Klimakunde von Sudamerika*, en *Handbuch der klimatologie*. Vol. II, Parte G., 349 pp., ilustr. Berlin (Gebr. Borntraeger), 1930.
- KOCH, Edwin. — *Geology of the Maquia Oilfield in Eastern Peru and its regional setting*. Fifth World Petroleum Congress, 1959. Section I, Paper 32 (30.5.1959), 10 pp.
- KOCH, Edwin. — *Die Tektonik im subandin des Mittel-Ucayali-Gebietes, Ostperu*, en *Geotektonische Forschungen*, N° 15, p. 1-67. Stuttgart (E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung Nägerle u. Obermiller), Marzo, 1962.
- KOCH, Edwin. — *Ein tektonischer Schnitt durch Mittelperu*, en *Geologische Rundschau*, Vol. 57, pp. 615-621. Stuttgart (Verlag Ferdinand Enke).
- KOEPCKE, Hans-Wilhelm. — *Ueber die Wälder an der Westseite der peruanischen Anden und ihre tiergeographischen Beziehungen*. Verhandlungen der Deutschen Zoologischen Gesellschaft in Graz, pp. 108-119. Leipzig, 1957.
- KOEPCKE, Hans-Wilhelm. — *Synoekologische Studien an der Westseite der peruanischen Anden*, en *Bonner Geographische Abhandlungen*, Vol. 29, pp. 1-320, ilustr. Bonn (Verlag Duemmler), 1961.
- KOEPCKE, Hans-Wilhelm. — *Las principales comunidades vitales del mar*, en *Recursos Naturales del Mar*, Lima, 1963, pp. 14-22; Servicio de Pesquería del Ministerio de Agricultura.
- KOEPCKE, Hans-Wielhm y María KOEPCKE. — *División ecológica de la costa peruana*, en *Ser. Divulgación Científica* (Ministerio de Agricultura, Dirección de Pesquería y Caza), N° 3, pp. 3-23, 22 figuras; Lima, 1951 (También como separata, sin fecha).
- KOEPCKE, Hans-Wilhelm y María KOEPCKE. — *Sobre el proceso de transformación de la materia orgánica en las playas arenosas marinas del Perú*, en *Publicaciones del Museo de Historia Natural "Javier Prado"*. Universidad Nacional Mayor de San Marcos. Serie A., Zoología, N° 8, pp. 1-25; Lima, mayo de 1952.
- KOEPCKE, Hans-Wilhelm y María KOEPCKE. — *Die warmen Feuchtlufwuesten Perus*, en *Bonner Zoologische Beiträge*, Vol. 1-2, pp. 79-146. Bonn, (Zoologisches Forschungsinstitut), 1953.
- KOEPCKE, Maria. — *Corte ecológico transversal en los Andes del Perú Central con especial consideración de las aves*. Parte I: Costa, vertientes occidentales y región altoandina, en *Memorias del Museo de Historia Natural "Javier Prado"*, N° 3, pp. 1-119, ilustr.; Lima, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, 1954.
- KOEPPE, Wilhelm. — *Ueber Feuchtlufwuesten*, en *Annalen der Hydrographie und Maritimen Meteorologie*, Februar, 1934a, pp. 62-65.

HISTORIA MARITIMA DEL PERU

- KOEPPEN, Wilhelm. — *Klima der Halbinsel Santa Elena (Ecuador) und neues Auftreten des Niño-Stromes*, en *Annalen der Hydrographie*, 1934b, N° 7, pp. 277-278.
- KOEPPEN, Wilhelm. — *Das geographische System der Klimate*, en *Handbuch der klimatologie*. Vol. I, parte C, 44 pp. Berlin (Gebr. Bornträger), 1936.
- KOEPPEN, Wilhelm. — *Climatología*. México (Fondo de Cultura Economica), noviembre de 1948. Con un estudio de los climas de la tierra. (Versión directa de Pedro R. Hendrichs Pérez), 478 pp., ilustr.
- KRUMBACH, H. — *Humboldtstrom, Corriente del Niño und die Unwetter in Peru*, en *Die Naturwissenschaften*, N° 437, p. 843. Berlin, 10.9.1928.
- KULP, J. Laurence. — *Geological Time Scale*. — Isotopic age determinations on rock of known stratigraphic age define an absolute time scale for earth history. "Science", Vol. 133, N° 3459, pp. 1105-1116. American Association for the Advancement of Science, Washington, D.C., 1961.
- LANDSBERG, H.E., H. LIPPMANN, K.H. PAFFEN und C. TROLL. — *Weltkarten zur Klimadkunde*. Editado por E. Rodenwaldt y H. J. Juszatz. 2ª edición. 5 mapas climatológicos. Contiene además: H. E. LANDSBERG: *Global distribution of solar and sky radiation*, y C. TROLL: *Jahreszeitenklima de Erde*. Berlin-Heidelberg, New York (Springer-Verlag), 1965.
- LAUER, Wilhelm — *Humide und aride Jahreszeiten in Afrik und Sudamerika und ihre Beziehungen zu den Vegetationsgürteln*, en *Bonner Geographische Abhandlungen*, Vol. 9, pp. 15-98, ilustr. Bonn (Geographisches Institut der Universitaet), (Verl. Ferd. Duemmler), 1952.
- LEMON, R.R.H. y C.S. CHURCHER — *Pleistocene Geology and Paleontology of the Talara region, Northwest Peru*, en *American Journal of Science*, Vol. 259, N° 6, pp. 410-429, ilustr.— New Haven, Conn. (Sterling Tower, Yale University), June, 1961.
- LE PICHON, X — *Sea - floor spreading and continental drif*, en *Journal of Geophys. Research*, Vol. 73, 3661.
- LESSON, P. — *Voyage autour du monde sur la Corvette "La Coquille"*. Paris, 1839; Vol. I, p. 511.
- LEVI RENDON, Carlos — *Cloruro de sodio*, en *Perú Minero*, 28 pp., D. Rodríguez Hoyle. Ed. X Convención de Ingenieros de Minas, en Lima, noviembre de 1967.
- LISSON, Carlos I. — *Los fosfatos de Ocucaje*, en *Boletín de Minas e Industrias*, Lima, 1898a, Año 14, N° 5.
- LISSON, Carlos I. — *Los fosfatos de Ocucaje*, en *Boletín de Minas e Industrias*, Lima, 1898b, Año 14, N° 6.
- LISSON, Carlos I. — *Los fosfatos de Ocucaje*, en *Boletín de Minas e Industrias*, Lima, 1898c, Año 14, N° 7.
- LISSON, Carlos I. — *Más sobre los fosfatos de Ocucaje*, en *Boletín de Minas e Industrias*, Lima, 1898d, Año 14, N° 10.
- LISSON Carlos I. — *Contribución a la Geología de Lima, y sus alrededores*. Lima, Impr. Gil, 1907; 125 pp., ilustr., mapas, perfiles.
- LISSON, Carlos I. — *Un nuevo aparato geomorfológico litoral*. Contribución a la Geografía Física del Perú. Lima, Lit. y Tip. Carlos Fabri, 1913; 20 pp., ilustr.
- LISSON, Carlos I. — *Ensayo teórico sobre el levantamiento de los Andes peruanos y estudio de algunas observaciones que le son anexas*. Excursión Universitaria del año 1917. Lima, Impr. E.R. Villarán, 1918.
- LISSON, Carlos I. — *Cronología de los Andes peruanos. Edad de cada una de sus cordilleras*, en *Boletín de la Sociedad Geográfica de Lima*, Lima, 1921, Vol. XXXIX, tr. 3-4, pp. 171-200.
- LISSON Carlos I. — *Algunos fósiles del Perú*, en *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, Lima, 1925a, Vol. 1, pp. 23-30.
- LISSON, Carlos I. — *Cómo se generó el suelo peruano*, en *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, Lima, 1925b, Tomo I, pp. 97-126.

BIBLIOGRAFIA

- LISSON, Carlos I. — *Curso de Geología*. Primer Fascículo: Geodinámica externa. Lima, Impr. E. Rosay, 1926; 176 pp., ilustr.
- LISSON, Carlos I. y B. BOIT — *Edad de los fósiles peruanos y distribución de sus depósitos*. Lima, Impr. Americana, 1924; 226 pp., 3ª edición.
- LIZARRAGA, Fr. Reginaldo de. — *Descripción y población de las Indias*. (Manuscrito alrededor de 1605), en Revista del Instituto Histórico del Perú. Lima, Impr. Americana, 1908; Edit. C. A. Romero, pp. VII y 209.
- LOPEZ, Felicísimo. — *Atlas Geográfico del Ecuador*. New York (American Bank Note Co.), 1907.
- LOPEZ, Claire y Luis Romero. — *La Industria de la sal en el Perú*. Instituto Nacional de Promoción Industrial del Banco Industrial del Perú, Lima, 1964, 86 pp., 6 cuadros, ilustr.
- LOTZE, Franz. — *Steinsalz und Kalisalz*. 1ª parte 465 pp., 37 tablas y 226 figuras. Berlin-Nikoleissee (Borntäger), 1957.
- LOTZE, Franz. — *Vergleichende Betrachtungen des Präkambriums der Gesamterde*, en Präkambrium II. Teil Südliche Halbkugel. Handbuch der Stratigraphischen Geologie. Bd. XIII, pp. 642-664. Stuttgart (Ferdinand Enke Verlag), 1968.
- LUELING, K. H. — *In den Nebeloasen von Lachay*, en Kosmos, Vol. 59, N° 8, pp. 321-328, ilustr. Stuttgart, 1963.
- MAACK, Reinhard — *Kontinentaldrift und Geologie des südatlantischen Ozeans*. Berlin (Walter de Gruyter & Co.), 1969, 164 pp.
- MAAS, Alfredo. — *Entwicklung und Perspektiven der wirtschaftlichen Erschliessung des tropischen Waldlandes von Peru, unter besonderer Berücksichtigung der verkehrsgeographischen Problematik*, en Tübinger Geographische Studien, 1969, N° 31, 262 pp. ilustr. Geographisches Institut der Universität, Tübingen, 1969.
- MACDONALD, G.H. — *Miocene of the Sechura Desert, Piura*, en Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, Lima, 1956, Vol. 30, pp. 225-242, ilustr., mapas.
- MAISCH, Carlos. — *La fauna de Lima*, en Boletín de la Sociedad Geográfica de Lima; Lima, 1935, Tomo LII, pp. 97-134.
- MALDONADO, Angel. — *Las lagunas de Boza, Chilca y Huacachina y los gramadales de la costa del Perú*. Actas y trabajos del Segundo Congreso Peruano de Química (17 al 23 de octubre de 1943), Lima, octubre, 1943. 1a. parte, pp. 95-237, ilustr.
- MALDONADO, Angel y Luis GAMARRA DULANTO. — *Significado arqueológico, agrológico y geográfico de los andenes abandonados de Santa Inés y Chosica en el valle del Rimac*, en Boletín del Comité Nacional de Protección a la Naturaleza, Lima, mayo de 1945, Año II, N° 1, pp. 45-87, ilustr.
- MANERA, Thomas F. — *Sedimentology of Southeast Pacific Ocean Deep-Sea cores*. Primer Congreso Latinoamericano de Geología (22-29 de noviembre de 1970), Lima, Tip. Peruana, 1972, Tomo IV, pp. 5-35.
- MARSTERS, V.F. — *Informe preliminar sobre la zona petrolífera del Norte del Perú*, en Boletín del Cuerpo de Ingenieros de Minas del Perú, Lima, 1907, N° 50, pp. 1-150, ilustr.
- MARSTERS, V.F. — *Informe sobre la costa sur del Perú*, en Boletín del Cuerpo de Ingenieros de Minas, Lima, 1909, N° 70.
- MARTINEZ, Máximo. — *Geología del basamento paleozoico en las montañas de Amotape y posible origen del petróleo en rocas paleozoicas del noroeste del Perú*. Primer Congreso Latinoamericano de Geología (22-29 de noviembre de 1970). Lima, Tip. Peruana, 1972 (?), Tomo II, pp. 106-138.
- McLAUGHLIN, Donald H. — *Notas sobre la geología y fisiografía de los Andes peruanos en los departamentos de Lima y Junín*. Versión al castellano del Ing. Germán D. Zevallos, en Informes y Memorias de la Sociedad de Ingenieros del Perú. Lima, febrero de 1925, Vol. 27, N° 2, pp. 69-107.

HISTORIA MARITIMA DEL PERU

- MENDIVIL, S. y W. CASTILLO. — *Geología del cuadrángulo de Ocoña*. Comisión Carta Geológica Nacional, Lima, Ministerio de Fomento y O.P., diciembre de 1960; Vol. 1, N° 3, 54 pp., 1 mapa geológico, 18 figuras.
- MERTZ, Dieter. — *Mikropaleontologische und sedimentologische Untersuchungen der Pisco-Formation Suedperus*, en *Palaeontographica*, Bei-traege zur Naturgeschichte der Vorzeit, Vol. 118. Parte B., 51 pp., 7 cuadros, 2 mapas y 7 lámns. Stuttgart (Naegle u Obermiller) E. Schweizerbart. Verlag, 1966.
- MIDDENDORF, Ernst Wilhelm. — *Worterbuch des Runa Simi oder der Keshua-Sprache*. Leipzig, F.A. Brockhaus, 1890, 857 pp.
- MIDDENDORF, Ernst W. — *Peru Beobachtungen und Studien über das Land und seine Bewohner*. Berlin (Robert Oppenheim-Gustav Schmidt), 1894. Vol. 2, Das Kuestenland von Peru, 424 pp., ilustr.
- MIRO QUESADA, Oscar. — *Elementos de Geografía científica del Perú*. Lima, Ed. Librería Francesa Científica P. y E. Rosay, 1925, 2ª edición, 249 pp.
- MORALES Y ELOY, JUAN. — *Texto - Atlas Geográfico del Ecuador*. Guayaquil, Cartografía del Prof. J. Morales y Eloy, 1938; 1ª edición, 116 pp., texto, cartas.
- MORALES S., L.G. — *Geomorfología y geología de la llanura intermontaña al norte de Camaná (Departamento de Arequipa)*, en *Anales Científicos de la Universidad Nacional Agraria*, Lima, diciembre de 1969, Vol. 7, N° 3-4, pp. 202-214.
- MORGAN, J. — *Rises, tranches, great faults and crustal blocks*, en *Journ. Geophysical Research*, 1968, Vol. 73, 1959.
- MORRIS, Robert C. and Parke A. DICKE. — *Modern evaporite disposition in Peru*, en *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, Vol. 41, N° 11, pp. 2467-2474, ilustr. November, 1957.
- MUNYAN, Arthur C. — *Introduction to Polar wandering and Continental drift*, en *Society of Economic Paleontologists. Special Publication N° 10*, pp. 1-3. Menasha, Wisconsin, 1963.
- MURPHY, Robert Cushman. — *Oceanic and climatic phenomena along the west coast of South America during 1925*, en *The Geographical Review*, Vol. 16, N° 1, pp. 26-54, January, 1926.
- NARVAEZ, Sigfrido. — *Geología de los cuadrángulos de Ilo y Locumba*. Comisión Carta Geológica Nacional, Lima, 1964, Vol. 7, 75 pp., ilustr., 2 mapas geológicos.
- NELSON, Edward T. — *On the molluscan fauna of the later Tertiary of Peru*. Transactions of the Connecticut Academy of Arts and Sciences, New Haven (The Academy) 1871-1873, Vol. II, pp. 186-206, plate 6-7.
- NEWELL, Norman D. — *Reconocimiento geológico de la región Pisco-Nazca* en *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, Lima, 1956, Vol. 30, pp. 261-295, ilustr.
- NEWELL, Norman D., John CHRONIC & Thomas G. ROBERTS. — *Upper Paleozoic of Peru*, en *The Geological Society of America*, New York, N. Y., 1953, *Memoir* 58, 276 pp., ilustr.
- NICHOLSON, Carlos. — *Fitogeografía General (Geografía Física)*. Arequipa, Ed. La Colmena S.A., 1940, 156 pp., ilustr.
- NICHOLSON, Carlos. — *Programa analítico de climatología del Perú*. Arequipa, Esc. Tip. Salesiana, 1942, 76 pp.
- NIEMCZYK, Oscar. — *Spalten auf Island*. Diversas contribuciones sobre la geología y mensuras tectónicas. Stuttgart (Verlag K. Wittwer), 1943, 180 pp.
- OEHLEY, H.C. — *Observaciones biocenóticas de las lomas cercanas a Trujillo*, en *Boletín del Museo de Historia Natural "Javier Prado"*, Lima, 1939, Vol. 3, W. II, pp. 32-49.
- OLAECHEA, T. — *Ligera relación del viaje a la provincia de Ica*, en *Boletín de Minas, Industrias y Construcciones*, Lima, 1888, Vol. 4, pp. 37 y 42-46.

BIBLIOGRAFIA

- OLSSON, Axel A. — *Contribution to the Tertiary Paleontology of Northern Peru: Part 1, Eocene Mollusca and Brachiopoda*, en *Bulletins of American Paleontology*, Ithaca, N.Y. (Harris Co.), April 19, 1928; Vol. 14, N° 52, 154 pp., ilustr.
- OLSSON, Axel A. — *Contribution to the Tertiary Paleontology of Northern Peru: Part 2; Upper Eocene Mollusca and Brachiopoda*, en *Bulletins of American Paleontology*, Ithaca, N. Y. (Harris Co.), May. 24, 1929; Vol. 15, N° 57, 50 pp., ilustr.
- OLSSON, Axel A. — *Contributions to the Tertiary Paleontology of Northern Peru: Part 3, Eocene Mollusca*, en *Bulletins of American Paleontology*, Ithaca, N. Y. (Harris Co.), December 25, 1930; Vol. 17, N° 62, 96 pp., ilustr.
- OLSSON, Axel A. — *Contributions to the Tertiary Paleontology of Northern Peru: Part 4, The Peruvian Oligocene*, en *Bulletins of American Paleontology*, Ithaca, N.Y. (Harris Co.), June 5, 1931; Vol. 17, N° 63, 164 pp., ilustr.
- OLSSON, Axel A. — *Contributions to the Paleontology of Northern Peru: Part 5, The Peruvian Miocene*, en *Bulletins of American Paleontology*, Ithaca, N.Y., 1932; Vol. 19, N° 68, 272 pp., ilustr.
- OLSSON, Axel A. — *Contributions to the Paleontology of Northern Peru: Part 6, The Cretaceous of the Amotape Region*, en *Bulletins of American Paleontology*, Ithaca, N.Y. (Paleontological Research Institution), March 15, 1934; Vol. 20, N° 69, 104 pp., ilustr.
- OLSSON, Axel A. — *Contributions to the Paleontology of Northern Peru: Part 7, The Cretaceous of the Paita Region*, en *Bulletins of American Paleontology*, Ithaca, N.Y. (Paleontological Research Institution), January 6, 1944; Vol. 28, N° 111, 146 pp., ilustr.
- OLSSON, Axel A. — *Mollusks of the tropical eastern Pacific particularly from the Southern half of the Panamic-Pacific faunal province (Panama to Peru)*. Panamic-Pacific pelecypoda, Ithaca, N.Y., (Paleontological Research Institution), March 10, 1961, 574 pp., ilustr.
- ORTON, J. — *The Andes and the Amazon*. 1ª ed., New York, 1871; 3ª ed., New York, 1875.
- PAREDES PACHECO, Jorge. — *Estratigrafía del Paleozoico en la costa del departamento de Arequipa*. Tesis para optar el grado de Bachiller de Ciencias Geológicas, Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa, Escuela Instituto de Geología; 42 pp., copia xérox.
- PAREJA PAZ SOLDAN, José. — *Geografía del Perú*. Lima, Impr. D. Miranda, S.A. Curso Universitario, 2ª edición.
- PETERSEN B., Ulrich y Fernando WADSWOTH. — *Algunas observaciones sobre transporte de cloruros por el aire y salinidad de arenas en Conchán y Lomo de Corvina*. Lima, 1947, Instituto Geológico del Perú. Informe inédito.
- PETERSEN B., Ulrich. — *Structure and uplift of the Andes of Peru, Bolivia, Chile and adjacent Argentina*, en *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, Lima, 1958a, Vol. 33, pp. 57-144.
- PETERSEN B., Ulrich. — *Estructura y levantamiento de los Andes del Perú, Bolivia, Chile y partes adyacentes de Argentina*, en *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, Lima, 1958b, Vol. 33, pp. 145-240.
- PETERSEN G., Georg. — *Historia geológica general del petróleo peruano*, en *Boletín de Minas*, Lima, 1932, III, N° 3, 94 pp.
- PETERSEN G., Georg. — *Estudios climatológicos en el noroeste peruano*, en *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, Lima, 1935, Tomo VII, Fasc. 2, 141 pp., mapas, ilustr.
- PETERSEN G., Georg. — *Sobre la geología de la región de Zorrillos (Perú)*, en *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, Lima, 1936, Tomo VIII, Fasc. 2, pp. 1-57, mapas, ilustr.
- PETERSEN G., Georg. — *Informe sobre las condiciones geológicas de la ubicación del proyectado puente sobre el río Tumbes y de las obras ane-*

HISTORIA MARITIMA DEL PERU

- xas*, en Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, Lima, 1937a, Tomo IX, pp. 15-22, ilustr.
- PETERSEN G., Georg. — *La tectonique du Tertiaire Pétróliifère du Nord-Ouest du Peru*. Comptes Rendus du Ilme Congrès Mondial du Pétróle, Paris, 1937, Vol. I, Part 2, pp. 643-648, Sct. 1.
- PETERSEN G., Georg. — *Pholadomya olssoni n.sp. y el Neogénico Superior de Tumbes (Perú)*, en Boletín de la Sociedad Geológica del Perú (1937), Lima, Imprenta Americana, 1938, Vol. 9, pp. 23-36, ilustr.
- PETERSEN G., Georg. — *Ueber Land und Leute in der Provincia Litoral de Tumbes (Nordwestliches Peru)*, en Westküsten-Beobachter, Santiago de Chile, 1939, Sonderausgabe Peru, N° 203, pp. 16-25.
- PETERSEN G., Georg. — *Rodados de rocas sedimentarias plásticas en el Perú*, en Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, Lima, 1945, Vol. 11, Fasc. 2°, pp. 25-31, ilustr.
- PETERSEN G., Georg. — *Informe sobre la geología de las regiones de Bayovar y Sechura y recomendaciones para futuras exploraciones*. Informe presentado al Departamento de Petróleo del Cuerpo de Ingenieros de Minas. Lima, 15 de mayo de 1942 (inérito).
- PETERSEN G., Georg. — *Condiciones geográficas y geológicas de la cuenca del rio Zarumilla*. Sociedad Geológica del Perú, Lima, 1949, Volumen Jubilar. XXV Aniversario. Parte II, Fascículo N° 7, pp. 1-39.
- PETERSEN G., Georg. — *Sobre el esquema estratigráfico del noroeste del Perú*. Informe presentado a la antigua Empresa Petrolera Fiscal, con fecha 3 de abril de 1950 (inérito).
- PETERSEN G., Georg. — *Anomalías del clima de la costa peruana y predicción del tiempo*, en Informaciones Comerciales, órgano de la Dirección General de Comercio del Ministerio de Hacienda y Comercio del Perú. Lima, diciembre de 1951, II, N° 24, pp. 6-11, ilustr.
- PETERSEN G., Georg. — *Informe preliminar sobre la geología de la faja costanera del departamento de Ica*, en Boletín Técnico de la Empresa Petrolera Fiscal, Lima, 1954, Vol. 1, pp. 35-77, mapas, perfiles, ilustr.
- PETERSEN G., Georg. — *Hidrogeología del rio Chancay, Lambayeque*, en Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, Lima, 1956. Tomo XXX, pp. 297-322, mapa, perfiles. Primer Congreso Nacional de Geología.
- PETERSEN G., Georg. — *Informe geológico sobre el depósito de sal "Las Salinas" de Huacho*. Informe presentado a la Dirección de Minería del Ministerio de Fomento, Lima, 30 de junio de 1957, 17 pp., mapas y perfiles.
- PETERSEN G., Georg. — *Geologischer Fuehrer zur Exkursion von Lima nach der Salzpflanze "Las Salinas" bei Huacho (Peru)*, en Peruanische Post, Lima, 2 y 9 de setiembre de 1959a, N° 35 u 36, pp. 10-11.
- PETERSEN G., Georg. — *Tumbes, das tropische kuestengebiet im nordwestlichen Peru*, en Peruanische Post, Lima 13 y 20 de enero de 1960, Año 6, N° 2, pp. 17-24 y N° 3, pp. 9-14, ilustr.
- PETERSEN G., Georg. — *Las primeras operaciones militares de Francisco Pizarro en el Perú*. Actas y trabajos del II Congreso Nacional de Historia del Perú (Epoca pre-hispánica), del 4 al 9 de agosto del 1958. Centro de Estudios Histórico-Militares, Lima, 1962, Volumen II, pp. 359-386.
- PETERSEN G., Georg. — *Geologische Entstehung der naeheren Umgebung Limas und des Rimactales*, en Peruanische Post, Lima, 1° de mayo de 1963a, Vol. 9, N° 18, pp. 5-8, ilustr.
- PETERSEN G., Georg. — *La industria petrolera del Perú en su primer centenario, 1863-1963. Exploración y afloramiento de petróleo*, en Boletín de la Empresa Petrolera Fiscal, Lima, 1963, N° 6, 211 pp., mapas, ilustr.
- PETERSEN G., Georg. — *Sobre los depósitos aluviales auríferos del rio Tumbes*, en Boletín de la Sociedad Nacional de Minería y Petróleo, Lima, setiembre-octubre de 1964, N° 99, pp. 11-13.
- PETERSEN G., Georg. — *Sobre la presencia de ballenas fósiles del Terciario en los departamentos de Ica y Arequipa*, en Tecnica, Lima, agosto de 1968, N° 1, pp. 5-8, ilustr. Universidad Nacional de Ingeniería.

BIBLIOGRAFIA

- PETERSEN G., Georg — *Apreciación geológica de objetos arqueológicos de Yécala (Vicus) (Departamento de Piura)*, en *Tecnia*, N° 2, pp. 56-77, Lima, febrero de 1969a, ilustr., mapas. Universidad Nacional de Ingeniería.
- PETERSEN G., Georg — *Sobre el Pre-Cambriano en la América del Sur y el Perú en especial*, en *Tecnia*, N° 2, Lima, febrero de 1969b, pp. 90-92. Universidad Nacional de Ingeniería.
- PETERSEN G., Georg — *La presencia de Alexander von Humboldt en el litoral del Perú*, en *Amaru*, Lima, junio de 1969c, N° 10, pp. 2-10 con un mapa. Universidad Nacional de Ingeniería.
- PETERSEN G., Georg — *Minería y Metalurgia en el antiguo Perú*, en *Arqueológicas*, Lima, 1970, Vol. 12, 140 pp., 13 ilustr. Museo de Antropología y Arqueología.
- PETERSEN G., Georg y A. ALBERCA C. — *Sobre las condiciones del agua del subsuelo en el valle de Tacna*, en *Boletín Técnico de la Empresa Petrolera Fiscal*, Lima, 1954, N° 2, 81 pp., ilustr.
- PETERSEN G., Georg y Oscar QUIROGA. — *Mapa geológico del noroeste del Perú. Sección I: Región costanera de Piura y Lambayeque, incluyendo el desierto de Sechura*. Ministerio de Fomento y Obras Públicas, Dirección de Petróleo. Lima, 1954, 26 pp., mapa.
- PETRASCHEK, Walter E. — *Kontinentalverschiebung und Erzprovinzen*, en *Mineralium Depositas*, 1968, Vol. 3, N° 1, pp. 5-6.
- PFLUCKER G., Eduardo — *Estudio de una zona de filiación petrolífera. Parte Primera: Geología General de la concesión de La Brea y Pariñas*. Tesis de grado para optar el título de Ingeniero de Minas, Lima, 1953, Universidad Nacional de Ingeniería.
- PFLUCKER PEDEMONTE, Luis A. — *La sal en el Perú*, en *Anales del Congreso Nacional de la Industria Minera*, Lima, 1919, Vol. 5, pp. 93-148, ilustr.
- PFLUCKER P., L.A. — *La sal en el Perú*, en *La Minería Peruana*, Lima, febrero de 1948, Año V, N° 49, pp. 10-13.
- PFLUG, R. — *Südamerika (Der Brasilianische Schild)*, en *Bankwitz, Lotze, Machens y Pflug. Präkambrium. Zweiter Teil: Südliche Halbkugel*, Stuttgart (Ferdinand Enke Verlag). 1968, pp. 389-410 (Handbuch der Stratigraphischen Geologie Bd. XIII).
- PILSBRY, Henry A. y Axel A. OLSSON — *A Pliocene Fauna from Western Ecuador*, en *The Academy of Natural Sciences of Philadelphia*, Philadelphia, 1941, Vol. XCIII, pp. 1-79, láms. 1-19.
- PORTARO, Edgardo — *Informe sobre los yacimientos de salitre de Siguas de la provincia de Camaná*, en *Boletín del Cuerpo de Ingenieros de Minas del Perú*, Lima, 1935, Vol. 113, ilustr., 136 pp.
- PORTARO, Edgardo — *Informe sobre la exploración de los yacimientos de salitre de la región oeste del valle de Majes*, en *Boletín del Cuerpo de Ingenieros de Minas*, Lima, Imprenta Americana, 1936, 20 pp., ilustr.
- PORTOCARRERO y C., Juan N. — *El volumen del material arrancado al continente por los ríos de la costa peruana*, en *Archivos de la Asociación Peruana para el Progreso de la Ciencia*, Lima, Imp. Americana, 1921, Tomo I, pp. 80-101. También en: *Boletín de la Sociedad Geográfica de Lima*, 1922, Vol. 39, pp. 116-134.
- PULGAR VIDAL, Javier — *Las ocho regiones naturales del Perú*. Tesis expuesta al XVII Congreso de Americanistas en Lima, en 1939. Aprobada en la III Asamblea General del Instituto Panamericano de Geografía e Historia.
- PULGAR VIDAL, Javier — *Las ocho regiones naturales del Perú*. Lima, Imprenta D. Miranda, 1941, 16 pp. Trabajo presentado en la III Asamblea General del Instituto Panamericano de Geografía e Historia.
- PULGAR VIDAL, Javier — *Historia y Geografía del Perú*. Tomo I. Las ocho regiones naturales del Perú. Lima, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, 1946, 257 págs.

HISTORIA MARITIMA DEL PERU

- PULGAR VIDAL, Javier — *Análisis geográfico sobre las ocho regiones naturales del Perú*. III Asamblea Regional de Geografía en el Callao, 1966; Lima 1967.
- PULGAR VIDAL, Javier — *Las ocho regiones naturales del Perú*. Lámina N° 175 del Atlas histórico, geográfico y de paisajes peruanos. Lima, 1970, Presidencia de la República, Instituto Nacional de Planificación, Asesoría Geográfica.
- PUTZER, H. — *Ueberblick ueber die geologische Entwicklung Südamerikas*, en *Biogeography and Ecology in South America* ed. by E. J. Fittkau, J. Illies, H. Klinge, G. H. Schwabe & H. Sioli. The Hague (Dr. W. Junk N.V.), 1968, 24 pp., mapa.
- QUIROGA, Oscar — *Síntesis geológica de la región noroeste del Perú*, en *Boletín Oficial de la Dirección de Industrias*, Lima, 1934-1935, Tomo XIII-XIV, pp. 24-60, mapa.
- RAIMONDI, Antonio — *Informe sobre las Salinas de Huacho*. Fechado el 14 de octubre de 1867 en Huacho; publicado en: *El Perú, Estudios mineralógicos y geológicos*, Lima, Libr. e Impr. Gil, 1902. Primera serie, Tomo IV, pp. 496-506.
- RASSMUSS, Juan E. — *Geología de Pisco*, en *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, Lima, 1931, Vol. 4, pp. 31-38.
- RAUH, W. — *Peruanische Vegetationsbilder II. Die Andenwesthaenge*, en *Die Umschau*, Frankfurt a. M., 1956, Vol. 56, N° 6, pp. 171-174.
- READ, C.B. — *The age of the carboniferous strata of the Paracas Peninsula, Peru*, en *Wash. Acad. Nat. Sc. Jour*, 1938, 28, 9, 396-404, 6 figuras.
- REPARAZ, Gonzalo de — *El programa de estudios de la zona árida peruana*. UNESCO, Lima, Lit. Valverde, 1958a, 12 pp., ilustr.
- REPARAZ, Gonzalo de — *La zone aride du Pérou*, en *Geographiska Annaler*, 1958b, Vol. XL, N° 1, 62 pp., ilustr.
- REPARAZ, Gonzalo de — *Estudio y planeamiento geográfico de la zona árida peruana*, en *Fanal*, Lima, 1961, N° 59, pp. 26-32, ilustr.
- RICARDO, Antonio. — *Arte y vocabulario de la lengua general del Perú llamada quichua, y en la lengua española*. Lima, 1970, 238 pp., Universidad Nacional Mayor de San Marcos. Adaptación de la primera edición (1568), por Rafael Aguilar Páez.
- RICHARDS, Horace G. — *Studies on the Marine Pleistocene, Peru* en *Trans. American Philosophical Society, New Series*, 1962, Vol. 52, Part 3, pp. 25-27.
- RICHARDS, H. C. y W. BROECKER. — *Emerged holocene South American shorelines*, en *Science. American Association for the advancement of Science*, September 13, 1963, Vol. 141, N° 3585, pp. 1044-1045.
- RITTMANN, A. — *Vulkane und ihre Tätigkeit*, 2a. edición, Stuttgart (Verlag F. Enke), 1960, 336 pp.
- RIVA AGUERO, José de la. — *Paisajes Peruanos*, en *Mercurio Peruano*, Lima, 1918, Vol. 1, N° 1, pp. 20-31.
- RIVERA C., Rosalvina. — *La fauna de los estratos Puente Inge*, Lima, en *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, Lima, 1951, Vol. 22, 53 pp., 9 láms.
- RIVERA C., Rosalvina. — *Estudio de la macrofauna de Paracas*, en *Boletín Técnico de la Empresa Petrolera Fiscal*, Lima, 1954, Vol. 1, pp. 72-75. (Fecha del manuscrito, 28 de agosto de 1950).
- RIVERA C., Rosalvina. — *Perú. Amérique Latine*, Paris, 1956, Fascículo 5, b., 131 pp., en *Lexique stratigraphique international*, Centre National de la Recherche Scientifique.
- RIVERA C., Rosalvina. — *Moluscos fósiles de la formación Paracas, departamento de Ica*, en *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, Lima, 1957, Vol. 32, pp. 165-219.
- RIVERA C., Rosalvina y Rudecindo FUENTES. — *Código estratigráfico del Perú*, en *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, Lima, 1972, Vol. 41, pp. 46-83.

BIBLIOGRAFIA

- ROLDAN SEMINARIO, Ernesto. — *El clima y el algodón*, en Revista Meteorológica del Perú, Lima, octubre-noviembre-diciembre, 1956, Vol. 2, N° 3, pp. 22-23.
- ROSENZWEIG, Alfredo. — *Geología de la Isla de San Lorenzo*. Instituto Nacional de Investigación y Fomento Mineros, Instituto Geológico del Perú, Lima, 1953, Boletín N° 7, 30 pp., mapa, ilustr.
- ROSSEL L., Juan Carlos. — *Las lomas de la costa y los beneficios que pueden prestar a la economía nacional*. Ministerio de Agricultura, Servicio Forestal y de Caza, Lima, abril de 1967, Informe N° 29, pp. 7-51, ilustr.
- RUDLOFF, W. M. B. — *La meteorología en el Perú*. Naciones Unidas, Nueva York, enero 19, 1959, Informe N° TT TAA/PER/8. Programa de Asistencia Técnica.
- RUEGG, Werner. — *The Camana formation and its bearing on the Andean post-orogenic uplift*, en Bull. Ass. Suisse des Géol. et. Ing. du Pétrole, Basel, 1952, Vol. 19, N° 57, pp. 7-12, 2 figs.
- RUEGG, Werner. — *Geología de las islas de la bahía de Pisco*, en Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, Lima, 1953, Vol. 28, pp. 191-228, ilustr.
- RUEGG, Werner. — *Geologie zwischen Cañete-San Juan 13°00' - 15°24', Südp Peru*, en Geologische Rundschau, Stuttgart (F. Enke Verlag), enero, 1957, Vol. 45, N° 3.
- RUEGG, Werner y A. MANRIQUE. — *Geología de Pucusana y alrededores*, en Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, Lima, 1957, Vol. 32, pp. 257-258.
- RUEGG, Werner. — *An inter-pacific ridge, its continuation on to the Peruvian mainland, and its bearing on the hypothetical Pacific landmass*, en International Geological Congress, Report of the 21 Session Norden, 1960, Copenhagen, 1960, Part X, Submarine Geology, pp. 29-38.
- RUEGG, Werner. — *Rasgos morfológico-geológicos intramarinos y sus contrapartes en el suelo continental peruano*, en Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, Lima, 1962, Vol. 38, pp. 97-142.
- RUEGG, Werner. — *Fosfatos y la verdad sobre los yacimientos nodulares de Ocucaje, departamento de Ica*, en Boletín de CONAFER, Lima, mayo-junio de 1966, 2a. época, Vol. IV, Nos. 5-6.
- RUNCRON, S. K. — *Paleomagnetic evidence for continental drift and its geophysical cause*, en Continental Drift. International Geophysics series, Academic Pres. New York and London, 1962, Vol. 3, pp. 1-40.
- RUNCRON, S. K. — *Paleomagnetic methods of investigating Polar Wandering and continental drift*. Soc. of Econom. Paleontologists and Mineralogists, Menasha, Wisconsin, 1963, Special Publication, N° 10, pp. 47-54.
- SALFELD, H. — *Condiciones geológicas y geofísicas de la provincia de Ica*, en Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, Lima, 1933, Vol. 5, pp. 45-78, ilustr.
- SAUER, Karl O. — *Geography of South America*, en J. H. STEWARD, Handbook of South American Indians, Washington, 1950, Vol. 6, Pt. 4, Geography and Plant and Animal Resources, pp. 319-344. Smithsonian Inst., Bureau of American Ethnology, Bul. 143.
- SCHLEGEL, H. G. — *Die Schfelpurpurbakterien*, en Die Umschau, 1963, N° 18, p. 575.
- SCHROEDER, Rudolf. — *Mapa pluviométrico 1965*. Ministerio de Agricultura. Servicio de Agrometeorología, Dirección Técnica, Departamento de Climatología, Lima, 1965.
- SCHROEDER, Rudolf. — *Mapa de variación media de la precipitación en estaciones seleccionadas*. Ministerio de Agricultura. Departamento de Hidrometeorología, Lima, agosto de 1967b.
- SCHROEDER, Rudolf. — *Mapa de temperatura media anual*. Ministerio de Agricultura, Servicio de Agrometeorología e Hidrología, Dirección Técnica, Departamento de Climatología, Lima, Julio, 1967b.
- SCHROEDER, Rudolf. — *Distribución anual porcentual de las precipitaciones en el Perú*, en Atlas Histórico Geográfico y de Paisajes Peruanos, pp.

HISTORIA MARITIMA DEL PERU

- 133-135, con un mapa, Lima, 1969a. Presidencia de la República, Instituto Nacional de Planificación, Asesoría Geográfica.
- SCHROEDER, Rudolf. — *La distribución climática del Perú*, en Atlas Histórico Geográfico y de Paisajes Peruanos, Lima, 1969b, pp. 137-138, con un mapa.
- SCHROEDER, Rudolf. — *Mapa de variación media de la precipitación en estaciones seleccionadas*, en Atlas Histórico Geográfico y de Paisajes Peruanos, Lima, 1969c.
- SCHWEIGGER, Erwin. — *El litoral peruano*. Lima, 1947, 262 pp.
- SCHWEIGGER, Erwin. — *Die Westküste Südamerikas im Bereich des Perustromes*. Heidelberg-München (Verl. Keyser), 1959, 513 pp., 22 mapas, 7 figs., 12 láminas y un mapa.
- SCHWEIGGER, Erwin. — *Anomalías térmicas en el Océano Pacífico oriental y su pronóstico*, en Boletín de la Sociedad Geográfica de Lima, Lima, 1961, Tomo LXXVIII, tercer y cuarto trimestre, pp. 1-50.
- SCHWEIGGER, Erwin. — *El litoral peruano*. Lima, 1964, 2ª edición, 414 pp., ilustr., mapas.
- SHEPPARD, George. — *The rainy season of 1932 in Southwestern Ecuador*, en Geographical T. Review, New York, April 1933, XXIII, N° 2, pp. 210-216.
- SIEVERS, Wilhelm. — *Reise in Peru und Ecuador*. Ausgeführt 1909. München und Leipzig, 1914a, 411 pp., e ilustraciones. Verlag von Duncker und Humboldt.
- SIEVERS, Wilhelm. — *Süd - und Mittelamerika*. Bibliographisches Institut, Leipzig, 1914b, 3ª edición, 587 pp. (Perú, pp. 335-385).
- SIMONS, Franc S. — *A note on Pur-Pur Dune, Viru Valley, Peru*, en Journal of Geology, Washington D. C., 1956, Vol. 64, N° 5, pp. 517-521, mapa, ilustr.
- SIMONS, Franc S. y George E. ERICKSEN. — *Some desert features of the northwest central Peru*, en Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, Lima, 1953, Vol. 26, pp. 229-246, ilustr.
- SOLAR, Carlos del. — *Informe preliminar sobre la geología de las yeseras de la región de Chilca*, en Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, Lima, 1934, Vol. 6, Facs. 4, pp. 1-10, ilustr.
- SPIEKER, Edmund M. — *The palaeontology of the Zorritos formation of the North peruvian Oil fields*, en John Hopkins University Studies in Geology, Baltimore, September 8, 1922, Vol. 3, pp. 1-196.
- STAINFORTH, R. M. y W. RUEGG. — *Mid-Oligocene transgression in Southern Peru*, en The Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, 1953, Vol. 37, N° 3, pp. 568-569.
- STAPPENBECK, Richard. — *Zur Geographie un Geologie des Hochlandes von Parinacochas in Südperu*, en Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin, Berlin, 1925, N° 9-10, pp. 355-366.
- STAPPENBECK, Richard. — *Ueber Transgressionen und Regressionen des Meeres und Gebirgsbildung in Südamerika*, en Pompeckj-Festband del Neues Jahrbuch für Mineralgie, etc., 1927, Beilageband 58, Abt. B., pp. 453-496.
- STAPPENBECK, Richard. — *Geologie des Chicamatales in Nordperu und seiner Anthracitlagerstaetten*, en Geologische und Palaeontologische Abhandlungen N. F., Jena (Fischer), 1929, Vol. 16, Fasc. N° 4, pp. 307-355, mapas, ilustr. ,
- STEINMANN, Gustavo. — *Observaciones geológicas efectuadas desde Lima hasta Chanchamayo*, en Boletín del Cuerpo de Ingenieros de Minas del Perú, Lima, 1912, Vol. 12, 26 pp.
- STEINMANN, Gustavo. — *Umfang, Beziehungen und Besonderheiten der andinen Geosynklinale*, en Geologische Rundschau, Stuttgart, 1923, Vol. 14, Heft 1, pp. 69-82.
- STEINMANN, Gustavo. — *Geologie von Peru*, mit Beiträgen von R. Stappenbeck F. Sieberg und C. Lisson. Ed. Carl Winters Universitätsbuchhandlung, Heidelberg, 1929, 448 pp.

BIBLIOGRAFIA

- STEINMANN, Gustavo. — *Geología del Perú*. Carl Winters Universitätsbuchhandlung, Heidelberg, 1930a.
- STEINMANN, Gustavo. — *Results of the Geotectonic Movements on the westcoast of South America with prospects of futures researches*. Proceedings of the 4th Pan-Pacific Congress, 1930b, pp. 397-803.
- STEINMANN, G. — *La tectónica del Pacífico oriental*, en *Informaciones y Memorias*, órgano de la Sociedad de Ingenieros del Perú, Lima, febrero de 1933, Vol. 34, N° 2, pp. 55-67. Traducción del Dr. G. Petersen, del artículo Zum Bau des Oestlichen Pazifik, publicado en *Geologische Rundschau*, Vol. 20, N 2, 1929.
- STILLE, Hans. — *Die Entwicklung des amerikanischen Kordillerensystems in Zeit un Raum*. Sitzungsberichte der Preussischen Akademie der Wissenschaften, Berlin (Verlag. Akademie der Wissenschaften), 1936, Phys. Math. Klasse XV, 24 pp.
- STILLE, Hans. — *Einführung in den Bau Amerikas*. Berlin (Verlag von Gebrüder Bornträger), 1940, 717 pp., 128 figs.
- STILLE, Hans. — *Die zirkunmpazifischen Faltungen in Raum und Zeit*, en *Geotektonische Forschungen*, Berlin (Verlang von Gebrüder Bornträger), 1945, Vol. 7/8, pp. 263-323.
- STILLE, Hans. — *Ur-und Neuozean*, en *Abhandlungen der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin. Mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse*, Berlin (Akademie - Verlag), 1948, Jahrgang, 1945/46, N° 6, pp. 68.
- STILLE, Hans. — *Die jungalgonkische Regeneration in Raume Amerikas*, en *Abhandlungen zur Geotektonik*, Berlin (Akademie-Verlag), 1949a, N° 1, pp. 4-39. *Abhandlungen der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin. Mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse*, 1948, N° 3
- STILLE, Hans. — *Des Leitmotiv der geotektonischen Erdentwicklung*. Deutsche Akademie der Wissenschaften zu Berlin, Vorträge und Schriften, Berlin, Akademie-Verlag, 1949b, Heft 32, pp. 1-27, ilustr.
- STILLE, Hans. — *El motivo temático del desarrollo geotectónico de la tierra*, en *Estudios geológicos*, Madrid, 1951, N° 13, pp. 133-158. Instituto Lucas Mallada. Investigaciones Científicas.
- STONE, B. — *Examen de la microfauna del pozo N° 3 de Paracas*, en *Boletín Técnico de la Empresa Petrolera Fiscal*, 1954, N° 1, pp. 64-65.
- SUTER, Hans. — *Einige Bemerkungen ueber die stratigraphische Stellung der peruanischen Tablazofornation*, en *Centralblatt fuer Mineralogie, etc.*, B-1927, pp. 269-277.
- TEICHERT, Curt. — *A brief history of the Gondwana concept and of the International Gondwana Commission, 1952*. Symposium sur les séries de Gondwana, pp. 7-12, XIX Congrès Geologique International.
- TELLO, Julio C. — *Antiguo Perú. Primera Epoca*. Lima, 1929, Editado por la Comisión Organizadora del Segundo Congreso Sudamericano de Turismo, 183 pp.
- TEVES, Nestor y Sherwood GAGLIANO. — *Geología litoral y submarina de la zona comprendida entre el rio Rimac y la playa Santa Rosa, Ancón*. Lima, Tip.- Peruana, 1972. Primer Congreso Latinoamericano de Geología (22-29 de noviembre, 1970). Tomo IV, pp. 37-54, ilustr.
- THOMAS, H. Dighton. — *An upper Carboniferous Fauna from the Amotape Mountains, North-Western Peru*, en *Geological Magazine*, London (Dulau & Co.), 1928, Vol. LXI, N° 766, 767, 769, pp. 146-152, 215-234, 289-301.
- THORARINSSON, Sigurdur. — *The thousand years struggle against ice and fire*, en *Museum of Natural History, Reykjavik (Bókautgáfa Mannigarsjóds, 1956, Department of Geology and Geography, Miscellaneous papers N° 14, 52 pp.*
- THORARINSSON, Sigurdur. — *Die Vulkane Islands*, en *Naturwissenschaftliche Rundschau*, Stuttgart N. (Wissensch. Verlagsgesellschaft), 1960, Vol. 13, N° 3, pp. 81-87.
- TORRES RUBIO, Diego de. — *Arte de la lengua Aymara. Gramática y vocabulario compuesto en 1616*. Lima, Empresa Edit. de Libros y Revistas,

HISTORIA MARITIMA DEL PERU

- S. A. LYRSA, 1967. Actualización, uso del nuevo alfabeto científico I.L.A., por Mario Franco Inojosa.
- TOSI, Jr, Joseph A. — *Zonas de vida natural en el Perú*. Memoria explicativa sobre el mapa ecológico del Perú, Lima, 1960. Instituto Interamericano de Ciencias Agrícolas de la OEA, Zona Andina. Boletín Técnico N° 35, Lima, 1960. Proyecto 39, Programa de Cooperación Técnica, 271 pp., 4 mapas.
- TROLL, Carl. — *Die tropischen Andenländer (Bolivian, Peru, Ecuador, Columbien und Venezuela)*, en *Süd-Amerika in Natur, Kultur und Wirtschaft*, Handbuch der geographischen wissenschaft. Wildpark Postdam, 1930, (Perou: pp. 350-391), 416 pp.
- TROLL, Carl. — *Der subnivele oder periglaziale Zyklus der Denudation*, en *Erdkunde*, Bonn (Ferd. Dümmlers Verlag), 1948, Vol. II, Facs. 1-3, 21 pp.
- TROLL, Carl. — *Der klima und vegetationsaufbau der Erde im Lichte neuer Forschungen*, en *Jahrbuch*, 1956, der Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Mainz, Wiesbaden, 1957, pp. 215-229.
- TROLL, Carl. — *Zur Physiognomik der Tropengewächse*. Jahresbericht der Gesellschaft von Freunden und Förderern der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität, Bonn, 1958, 75 pp.
- TROLL, Carl. — *Die Tropischen Gebirge. Ihre dreidimensionale klimatische und pflanzengeographische Zonierung*. Bonner Geographische Abhandlungen, Bonn (Ferd. Duemmlers Verlag), 1959, Geographisches Institut der Universitaet Bonn, Vol. 25, 93 pp., ilustr.
- TROLL, Carl. — *Die dreidimensionale Landschaftsgliederung der Erde*. Hermann von Wissmann-Festschrift, Tübingen, 1962, pp. 54-80.
- TROLL, Carl. — *Karte der Jahreszeiten-klimate der Erde*, en *Erdkunde Bonn*, 1964, Archiv fuer wissenschaftliche Geographie, Vol. 18, N° 1, pp. 5-28, con un mapa a colores de C. Troll y K. H. Paffen.
- TROLL, Carl. — *Jahreszeitenklimate der Erde*. (Seasonal climates of the Earth). Weltkarten zur klimakunde (world maps of Climatology) por H. E. Landsberg, H. Lippmann, K. H. Paffen y C. Troll. Editado por E. Rodenwaldt y H. J. Jusatz, Berlin 7-28. Heidelberg, New York (Springer Vlg.), 1965, 2a. edición pp. 7-28.
- TROLL, Carl y K. H. PAFFEN. — *Jahreszeiten der klimate (seasonal climates of the Earth)*. Como anexo a C. Troll: Karte der Jahreszeitenklimate der Erde, 1964. Heidelberg (Akademie der Wissenschaften), 1963.— Reeditado en 1965 en Landsberg et al. World maps of Climatology, New York, etc., 1965.
- TSCHUDI, J. J. von. — *Peru. Reiseskizzen aus den Jahren 1838-1842*. St. Gallen (Scheitlin und Zollikofer), 1846, T. I, 346 pp.
- VALDERRAMA, M. — *Estudio técnico de las Salinas del Perú*. Edición Oficial, Lima, Imp. El País, 1896. Tomo I: Texto, Tomo II: Planos.
- VALDIVIA PONCE, Jorge. — *El clima de la costa del Perú*. Lima, sin fecha (1959?, 6 pp., con un mapa climatológico. Copia mecánica.
- VELARDE NUÑEZ, M. Octavio. — *Estudio sobre la vegetación y flora de las lomas de Lurin*, en *Revista de Ciencias*, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Facultad de Ciencias, 1947, Año 47, N° 454, pp. 665-700.
- VERASTEGUI M., Pedro — *Informe preliminar sobre yacimientos de calizas y otras materias primas para la fabricación de cemento en la región de Bayovar*. Informe presentado al Departamento de Petróleo del Cuerpo de Ingenieros de Minas, Lima, 23 de diciembre de 1944 (inérito).
- WEBERBAUER, August. — *Die Pflanzenwelt der peruanischen Anden in ihren Grundzügen dargestellt*. Verlag von W. Engelmann, Leipzig, 355 pp.
- WEBERBAUER, August. — *Die Vegetationsgliederung des noerdlichen Peru um 5° suedl. Breite*, en *Botanische Jahrbuecher für Systematik*. usw. Band 50, Supplementsband, Leipzig und Berlin, (Verlag Engelmann), 1914, pp. 72-94.

BIBLIOGRAFIA

- WEBERBAUER, Augusto. — *Mapa fitogeográfico de los Andes peruanos entre 5 y 17 grados de L. S.*, Geogr. Mitt., 1922. Traducción de Petermanns, Lima, 1923.
- WEBERBAUER, Augusto. — *Die Pflanzendecke Nordperus im Departamento Tumbes und angrenzenden Teilen des Departamento Piura (3°30' - 5° s. Br.)*, en *Englers Botanische Jahrbücher*, 1929, t. 63, pp. 29-48, 2 mapas y fotograbados.
- WEBERBAUER, Augusto. — *La vegetación del norte del Perú, dentro de la provincia litoral de Tumbes y partes vecinas del departamento de Piura (3° 30' - 5° Lat. S.)*, en Boletín de la Dirección de Agricultura y Ganadería, Lima, enero a junio de 1935, Año 5, N° 17, pp. 57-83, mapa, ilustr. Traducido y completado de la 2a. edición de 1929.
- WEBERBAUER, Augusto. — *Clima y vegetación del Perú en su territorio costanero*, en Actas de la Academia Nacional de Ciencias Exactas Físicas y Naturales de Lima; Lima, Libr. D. Miranda 1944, Año 7, Vol. 7, Fasc. II, pp. 111-129, ilustr.
- WEBERBAUER, Augusto. — *El mundo vegetal de los Andes peruanos*. Lima, 1945, Ministerio de Agricultura, 776 pp. Nueva edición, revisada y ampliada de *Die Pflanzendecke der peruanischen anden*, 1911.
- WEEKS, Lewis G. — *Paleogeography of South America*, en Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, 1947, Vol. 31, N° 7, pp. 1194-1241.
- WEEKS, L. G. — *Paleogeografía de América del Sur*, en Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Facultad de Letras, Instituto de Geografía, Lima, 1956, 76 pp.
- WEGENER, Alfred. — *Die Entstehung der Kontinente und Ozeane*, en Die Wissenschaft, Braunschweig, 1961, Vol. 68, 144 pp.
- WEGENER, Alfred. — *Die Entstehung der Kontinente und Ozeane*. Braunschweig, 1929, 4ta. edic., 239 pp.
- WELTER, Otto. — *Apuntes sobre la geología de los cerros de Illescas, departamento de Piura*, en Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, Lima, 1931a, Vol. 4, pp. 25-27, 1 fig.
- WELTER, Otto. — *Apuntes sobre la geología de la costa peruana entre Ocoña y Quilca, al norte de Mollendo*, en Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, Lima, 1931b, Vol. 4, 1 fig., pp. 29-30.
- WELTER, Otto. — *Sobre la presencia del Aptiano al noreste de Moquegua*, en Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, Lima, 1933, Vol. 5, pp. 19-22, ilustr.
- WELTER, Otto. — *Informe sobre la posibilidad de dotar de agua potable a la ciudad de Piura*, en Boletín de la Dirección de Obras Públicas y Vías y Comunicaciones, Lima, 1935, I, N° 2, pp. 81-138, ilustr.
- WELTER, Otto. — *Sobre el levantamiento pliocénico-cuaternario de los Andes peruanos*, en Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, Lima, 1947, Vol. 20, pp. 5-19, 6 láms.
- WERENFELS, A. — *Geology of the Illescas Región, Northern Peru, (South America)*, en *Ecologiae Helvetiae*, Basle, 1927, Vol. XX, N° 4, pp. 474-486, mapa, ilustr.
- WETZEL, Walter. — *Eine rezente marginale Salzbiidung als Modell fuer fossile Salzablagerungen*, en *Neues Jahrbuch fuer Geologie, Palaeontologie, etc.*, Stuttgart, Juni 1964, Vol. 6, pp. 249-353, ilustr.
- WILSON, John. — *Geología del cuadrángulo de Huaylillas*. Comisión Carta Geológica Nacional, Ministerio de Fomento y Obras Públicas, Lima, setiembre de 1963, Vol. 6, pp. 55-59.
- WILSON, J. Tuzo. — *Continental Drift*, en *Scientific American*, April 1963, Vol. 208, N° 4, pp. 86-100.
- WOLF, Teodoro. — *Geografía y geología del Ecuador*. Leipzig (F. A. Brockhaus), 1892, 671 pp., ilustr., mapas.
- WUNDERLICH, H. G. — *50 Jahre Kontinentalverschiebungs-Theorie: von Wegener bis Runcorn*, en *Geologische Rundschau*, Stuttgart, 1962, Vol. 52, Fasc. 1, pp. 504-513.

HISTORIA MARITIMA DEL PERU

- WUNDERLICH, H. C. — *Von der Kontraktion zur Expansion im Wandel des geologischen Weltbildes*, en *Naturwissenschaftliche Rundschau*, Berlin, 1969, Vol. 22, N° 8, pp. 341.
- ZEIL, Werner. — *Geologisches Profil durch den mittleren abschnitt der Anden (Chile-Bolivia)*, en *Geologische Rundschau*, Stuttgart (Ferdinand Enke Verlag), 1965, Vol. 55, pp. 802-808.
- ZEVALLLOS, Germán. — *El yeso en Lima*, en *Boletín del Cuerpo de Ingenieros de Minas del Perú*, Lima, 1934, N° 110, pp. 1-179 ilustr.
- ZEVALLLOS, Oswaldo. — *Petróleo en las zonas del basamento*. Lima, 1972, Tipografía Peruana. Primer Congreso Latinoamericano de Geología, 28-29 de noviembre de 1970, Tomo II, pp. 29-62.
- ZEVALLLOS QUINONES, Jorge. — *Un diccionario castellano-yunga*, en *Revista del Museo Nacional*, Lima, 1947, Estudios Yungas, II, Tomo XV, pp. 163-188.
- ZORRÉL, F. — *Der Niño Strom im Jahre 1925*, en *Anales Hydrographices*, 1928, pp. 166-178.
- ZUTA, Salvador y Oscar GUILLEN. — *Oceanografía de las aguas costeras del Perú*, en *Boletín del Instituto del Mar del Perú*, Lima, junio, 1970, Vol. 2, N° 5, pp. 157-324, ilustr.

Ramón Mugica Martínez

OCEANOGRAFIA DEL MAR PERUANO

Indice

CAPITULO I

Pág.

ASPECTOS GENERALES DE LA OCEANOGRAFIA PERUANA

1.	El marco del sistema de las Corrientes del Perú	221
2.	La Circulación de Vientos	229
3.	El Origen de la baja temperatura del Mar Peruano	233
4.	Fenómenos Físicos relacionados con la fertilidad biológica del Mar Peruano	235
5.	El Sistema de las Corrientes del Perú	237
6.	Procedencia de las masas de agua	241
7.	Influencia del mar sobre el clima	243
8.	La estructura térmica del Mar Peruano	249
9.	Procesos ondulatorios	250

CAPITULO II

ASPECTOS GENERALES DE LA CIRCULACION OCEANICA

1.	Fundamento de los procesos dinámicos	254
2.	Modelos usados para estudiar el movimiento de los fluidos	254
3.	Algunos modelos representativos de corrientes oceánicas	255
4.	Teoría de Walter Munk	256
5.	Teoría de Ekman	257
6.	Fuerza de Coriolis	261
7.	Afloramiento costero	263
8.	Flujo geostrófico	265
9.	Designación de las masas de agua	271
10.	Los diferentes niveles del océano	278
11.	Las distintas áreas geográficas	278
12.	Frentes oceánicos	280
13.	Circulación en los frentes	281

CAPITULO III

CIRCULACION Y MASAS DE AGUA EN LA COSTA PERUANA

1.	Masas de agua. Generalidades	282
2.	Circulación general. Distribución de caudales	282
3.	Aspectos estacionales de las corrientes principales	287
4.	Corrientes principales del Pacífico Oriental tropical	291
5.	El Sistema de las Corrientes del Perú	293
6.	Masas de agua en el Sistema de las Corrientes del Perú	299
7.	Masas de agua Antártica Intermedia	311
8.	Masas de agua superficiales	312

INDICE

	Pág.
9. Agua templada del Pacífico Sur	317
10. Agua Subtropical Superficial	320
11. Otras masas de agua superficiales	320
12. Masas de agua superficiales	326
13. Agua transportada por la Corriente de Cromwell y Agua Subtropical Subsuperficial	326
14. Agua Ecuatorial Subsuperficial y agua de la capa de mínimo oxígeno	333
15. Movimiento de las masas de agua en el Sistema de las Corrientes del Perú	339

CAPITULO IV

EL MAR PERUANO Y LOS FENOMENOS METEOROLOGICOS

	348
1. La aridez en la costa peruana	351
2. La capa de inversión de temperatura	352
3. Otros factores climáticos	370
4. Distribución de la presión atmosférica y del sistema de vientos	377
5. Relación entre el sistema de vientos y la temperatura	383
6. El fenómeno El Niño	391
7. Veranos de la costa peruana sin culminación del fenómeno El Niño	394
8. Años con presencia de El Niño	406

CAPITULO V

LOS MOVIMIENTOS VERTICALES Y SU INFLUENCIA BIOLÓGICA EN EL MAR PERUANO

	417
1. Relación entre afloramiento y productividad de la vida marina	417
2. Distribución de algunas sales minerales de importancia para la productividad	420
3. Aspectos dinámicos del afloramiento	435
4. Movimiento vertical del agua frente al Perú	438
5. Distribución de la velocidad vertical	445

CAPITULO VI

FENOMENOS ONDULATORIOS Y PERIODICOS

	450
1. Ondas periódicas ideales	451
2. Otras ondas ideales	455
3. Ondas generadas por el viento	458
4. Otras ondas superficiales	462
5. Mareas	463
6. Ondas internas	468
BIBLIOGRAFIA	471

OCEANOGRAFIA DEL MAR PERUANO

Capítulo I

ASPECTOS GENERALES DE LA OCEANOGRAFIA PERUANA

Esta obra, lector, nos habla del Mar Peruano. A la luz de la Historia, nos relata acontecimientos ocurridos en el ámbito de ese mar; nos revela el significado histórico de las gestas protagonizadas por nuestros marinos. Pero las gestas y el acontecer marinos cuentan con otro protagonista, junto al actor humano: el mar mismo. Unas veces, colabora con el marino para que logre el éxito en sus empeños; otras se le enfrenta para templar su ánimo en la lucha.

Si estudiamos ese segundo protagonista desde el punto de vista de las ciencias físicas, aparece ante nosotros la oceanografía de nuestro mar, objeto del presente capítulo y de los subsiguientes. Con este enfoque oceanográfico del escenario activo de la "Historia Marítima del Perú", esperamos que adquieran nuevo relieve y significación algunos episodios que, de otro modo, hubieran pasado desapercibidos.

Cualquier parte del mar, y ciertamente la que está frente a nuestras costas, tiene mil detalles cambiantes que no se pueden describir con brevedad. Bien lo sabe el marino, que habla largamente de su mar, y, al final, siente que ha dejado casi todo por decir. Tampoco nuestro trabajo podrá ser exhaustivo; lo limitaremos a aquellos aspectos que nos han parecido más representativos del Mar Peruano, tales como sus corrientes, su distribución de temperaturas, su fertilidad y su influjo sobre el clima.

El plan inicial era tratar cada uno de estos temas por separado, dedicando toda la atención de un capítulo a las corrientes; de otro, exclusivamente al influjo del mar sobre el clima, y así sucesivamente. Aunque se ha mantenido esta idea en líneas generales, y así se aprecia en los encabezamientos de los capítulos, también se ha permitido una cierta intromisión de unas materias en otras, resultado inevitable de la íntima relación entre ellas.

Primero se presenta la unidad del conjunto sin entrar en muchos detalles. Después se tratarán, de un modo más particular, las diferentes características del mar que tenemos frente a nuestra costa.

Dedicamos especial atención, en este capítulo introductorio al tema de las corrientes marinas. Nos ayudará a clasificar las distintas áreas del Mar Peruano, a relacionarlas con otras áreas más extensas del océano y a ver la unidad que guarda todo ese conjunto marítimo con los fenómenos atmosféricos.

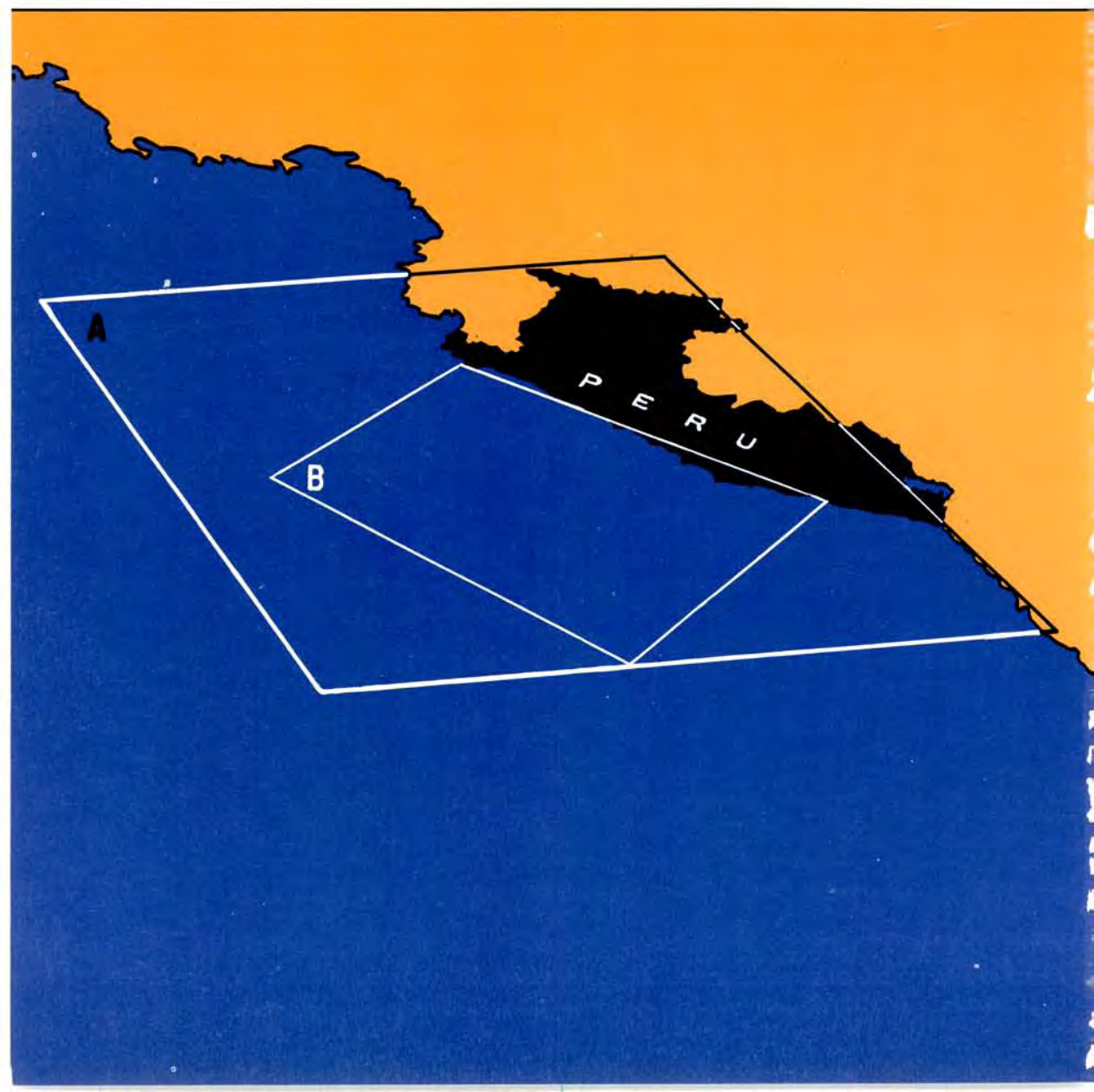
1. EL MARCO DEL SISTEMA DE LAS CORRIENTES DEL PERU

Tomemos un pistón de motor. Tiene muchas características cuya finalidad no entiende bien quien no lo haya visto en funcionamiento con los otros mecanismos del motor, pues no se puede comprender bien una parte de un conjunto cuando está aislada. La dependencia de un órgano de un ser vivo con el resto del cuerpo resulta, naturalmente, más marcada. En este estudio nos conviene recordar el papel que desempeña el Sistema de las Corrientes del Perú dentro del conjunto de la circulación general de las corrientes marinas, y en su vinculación con los vientos.

La *lámina 1-I* muestra las principales corrientes superficiales de los océanos, así como los nombres de las más notables. En el Océano Pacífico sur se puede apreciar una circulación de corrientes que forman un circuito cerrado, especialmente notorio en la periferia del océano. Una parte de ese circuito se denomina Corriente del Perú. Vamos a centrar nuestra atención en la parte norte de la Corriente del Perú, y el lugar en que se une a la Corriente Sud ecuatorial. Esta área ha sido cubierta parcialmente por diversas expediciones oceanográficas y de un modo muy completo por la Expedición *Step-1* de la Universidad de California (cuyas posiciones vienen indicadas en la *figura 1-1*) razón por la cual hemos utilizado los datos de esta expedición como base de las descripciones que vendrán a continuación.

La *lámina 1-II* muestra dos rectángulos: uno designado como A y otro como B. Representan las áreas que hemos escogido para examinarlas de modo más detenido.





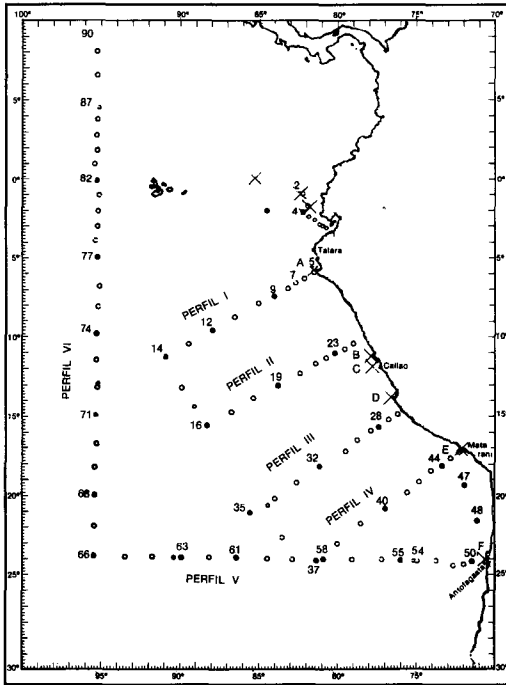


Fig. 1-1. Carta de las posiciones de la Expedición STEP-I. (Wooster y Gilmartin, 1961).

Se ha buscado dar una visión tridimensional de los cambios que experimenta la temperatura, tanto en la superficie del mar como al ir aumentando la profundidad. Para ello, se ha dibujado un bloque, formado por una tapa, que es el área A, y unas paredes laterales correspondientes a los planos verticales que pasan por los lados de dicha área A; designaremos este bloque con la letra A. En la *lámina 1-III* el bloque aparece como si estuviese abandonando el resto del mar y mostrando el volumen hueco que ocupó. El mismo procedimiento se usó para formar el bloque B correspondiente al área B. (*Lámina 1-IV*).

En el capítulo que trata de la distribución de temperatura tendremos ocasión de representar nuevamente los bloques A y B con mayor detalle. Bloques similares aparecen en otras secciones de nuestro trabajo para describir la distribución de otras características del mar: cantidad de fosfatos y silicatos contenidos en el agua, velocidad de las corrientes y otros. Todos ellos se han construido por el procedimiento que acabamos de describir. Con relación a los colores, también son los convencionales en todos los casos, procurando siempre utilizar los mismos tonos usados por Reid en su trabajo sobre las Aguas Intermedias del Pacífico (Reid, 1965). Los valores de la temperatura que marcan el límite entre un color y otro son diferentes a los utilizados por Reid.

◁ LAMINA 1-II. El área A incluye los perfiles V y VI de la Expedición STEP - I (Vid. Figura 1-1); el área B incluye el perfil IV.

La distancia horizontal de un lado del bloque A es superior a los dos mil kilómetros. Su altura, por otra parte, es un poco superior a un kilómetro. Esto pone de relieve que las escalas de las distancias horizontales y verticales son distintas, a fin de poder representar las grandes extensiones horizontales. Así se explica que el relieve del fondo, que puede ser un talud suave, venga representado por una pared que parece próxima a la vertical. Algo semejante se puede decir del bloque B, aunque la escala ha reducido las distancias horizontales un poco menos que en el caso del bloque A.

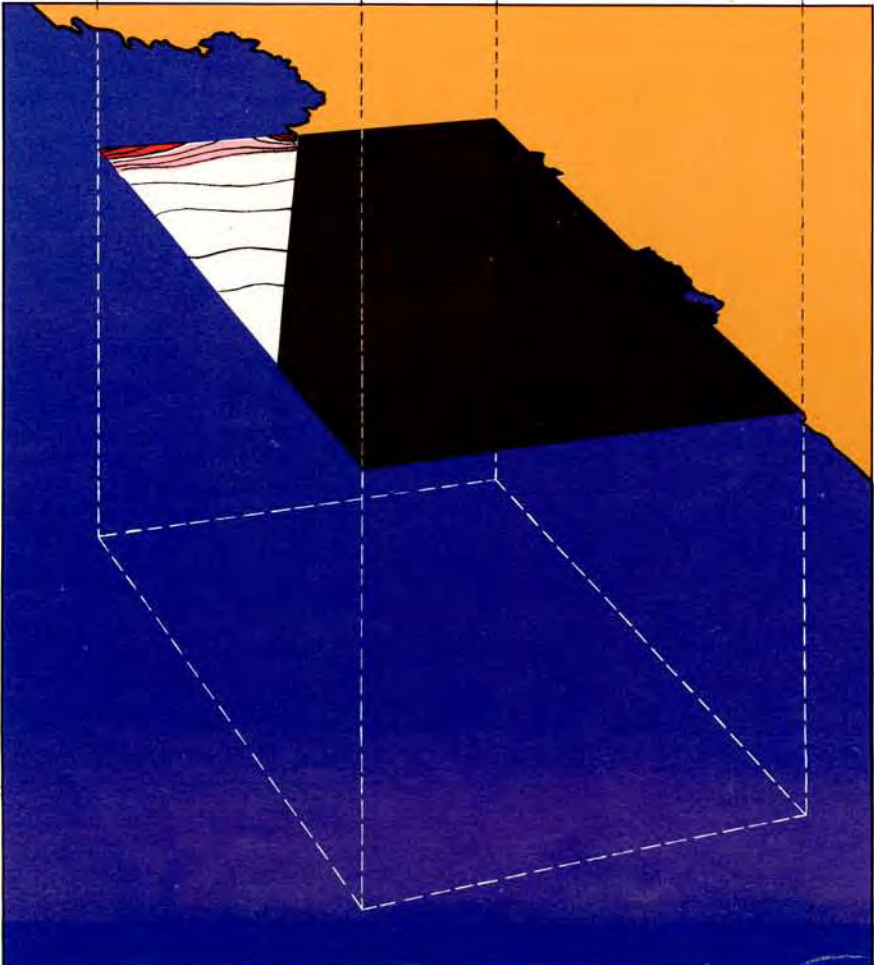
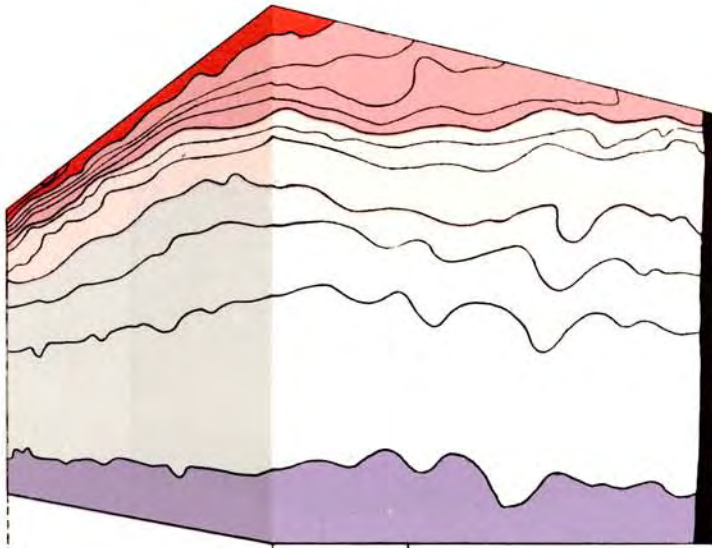
La Expedición *Step-1* se realizó de setiembre a diciembre de 1960. Ese año se puede considerar normal desde el punto de vista de las temperaturas del aire y, en consecuencia, se puede considerar con las características térmicas de un año medio. Para la zona Callao-Pisco la temperatura media del aire correspondiente a 1960 coincide con el promedio de temperaturas de la década 1950-1959, por lo que los resultados obtenidos se pueden considerar representativos de un año medio, al menos para la zona mencionada. Más al norte (Chiclayo, Talara) el promedio 1950-1959 es algo superior a la temperatura de 1960.

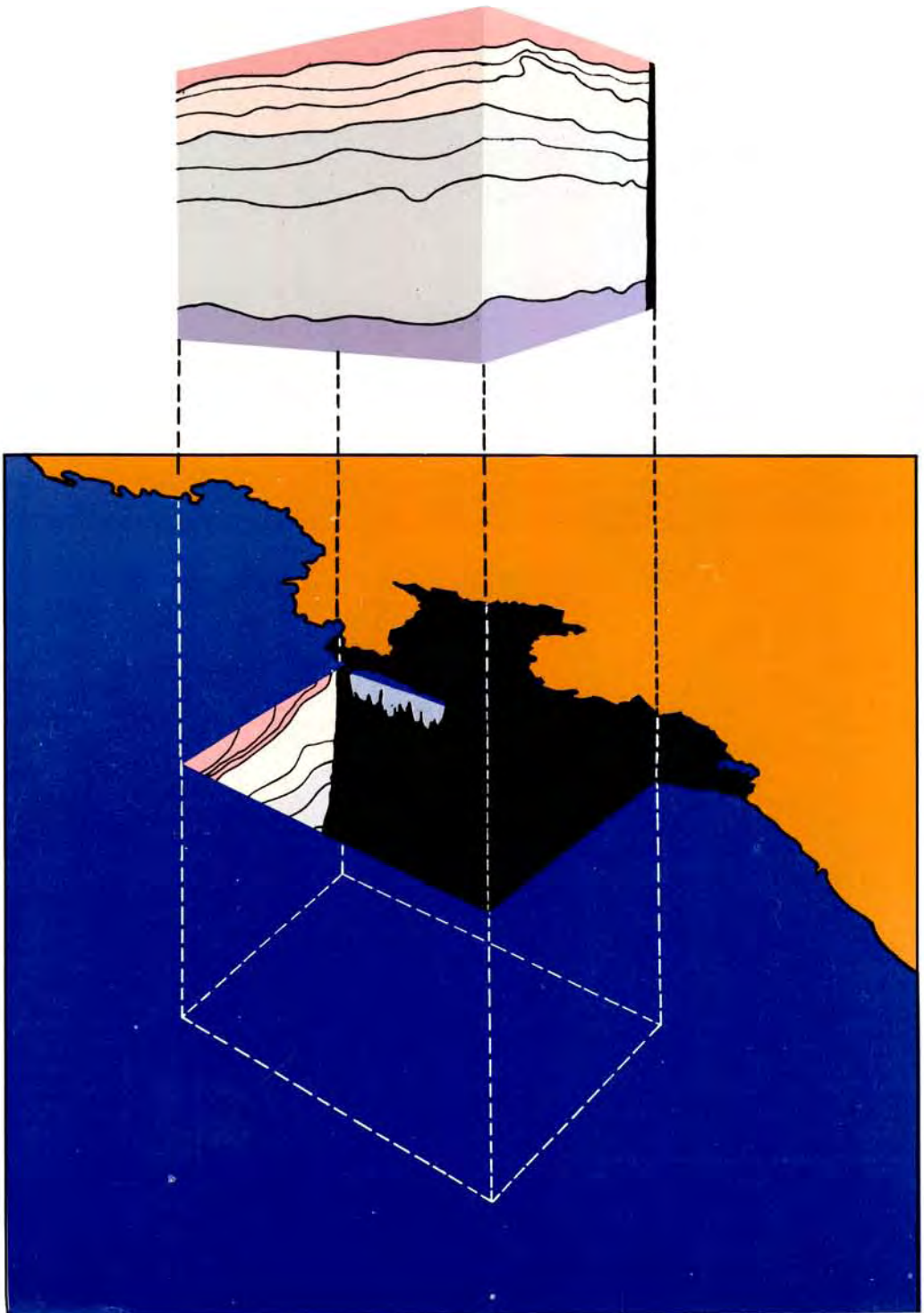
La citada expedición constituye una de las aportaciones hechas por la *Scripps Institution of Oceanography* de la Universidad de California para mejorar el conocimiento de nuestro mar. La encabezó el propio Director de Scripps, Warren S. Wooster. Como resultado de los datos obtenidos en dicha expedición han ido apareciendo notables estudios oceanográficos de esa área, cuyos resultados serán incorporados a nuestra descripción.

Los datos oceanográficos de esta expedición fueron proporcionados por el *National Oceanographic Data Center* de Washington, D. C., a cuya eficiencia se debe que todos estos estudios hayan sido posibles.

Actualmente se está llevando a cabo una intensa investigación del Océano Pacífico oriental tropical, como resultado de un esfuerzo cooperativo denominado EASTROPAC. Warren S. Wooster fue el coordinador de este programa de investigación que contó con la colaboración del Instituto del Mar del Perú desde los primeros trabajos de 1967.

Hasta la fecha, EASTROPAC ha conseguido una enorme cantidad de información sobre esta área del Pacífico. Más importante aún es el hecho de que está diseñando una explicación global (un modelo del tipo tratado en el segundo capítulo), que permitirá encontrar un método eficaz y económico para apreciar los procesos oceanográficos. En palabras de Wooster en el Coloquio de EASTROPAC en junio de 1969: "*Tendremos dominio sobre modelos que puedan predecir lo que va a suceder y habrá consecuencias beneficiosas para la pesquería, lo cual es en primer lugar el motivo por el que estamos en este proyecto*".





Uno de los aspectos más conocidos y más notables de las principales corrientes marinas de superficie es el que se refiere al sentido de la circulación. En la *lámina 1—I* se observa que, en las zonas subtropicales del hemisferio norte, forman un circuito cuyo sentido de giro coincide con el de las agujas de un reloj, mientras que las principales corrientes superficiales en el hemisferio sur giran en sentido contrario. Otra característica que llama la atención del que observa dicha circulación por primera vez, es que la Corriente Sudecuatorial del Océano Pacífico fluye parcialmente por encima del ecuador. Vamos a tratar brevemente de estas características.

Las corrientes representadas en la *lámina 1—I* se pueden considerar, en líneas generales, como permanentes, aunque presentan algunas alteraciones con el transcurso del tiempo, especialmente con las estaciones, variando el caudal que transportan y, en ciertos casos, su ubicación geográfica.

Si las corrientes no pierden su velocidad, se plantea la pregunta acerca de qué factor las mantiene en movimiento. Uno podría pensar que estas circulaciones son efecto de un primer impulso que puso en movimiento las corrientes y cuya energía, como en el caso de la traslación de la Tierra alrededor del Sol, no se disipa por falta de rozamiento. Sin embargo, existe realmente una fricción interna en el seno del agua, y por tanto, la energía se consume constantemente.

¿De dónde, pues, procede la energía motora de las corrientes?

2. LA CIRCULACION DE VIENTOS

El problema que acabamos de plantear encontrará respuesta al examinar la circulación atmosférica. Para comprobarlo, parece que baste comparar la *lámina 1—I* —circulación marina— con las *figuras 1—2* y *1—3* —circulación atmosférica— y observar las semejanzas que ambas presentan. No obstante, las relaciones que existen entre una y otra circulación son muy complejas y conviene estar prevenido antes de sacar conclusiones demasiado simplistas. Esto nos obliga a comentar el conocido proceso que mantiene la energía de los vientos dominantes, los cuales también se enfrentan con la fricción.

Todo comienza con la llegada de la energía solar a nuestro planeta. Esta radiación no alcanza por igual a los distintos puntos de la superficie terrestre, calentando más eficazmente unas áreas que otras y produciendo un desequilibrio de temperaturas, especialmente entre la zona tropical y las zonas próximas a los polos. La desigualdad de temperatura da lugar a que el aire de la superficie tenga una mayor dilatación en la zona próxima al ecuador y a que ascienda hacia los niveles elevados de la tropósfera. Allí se producen presiones más altas que

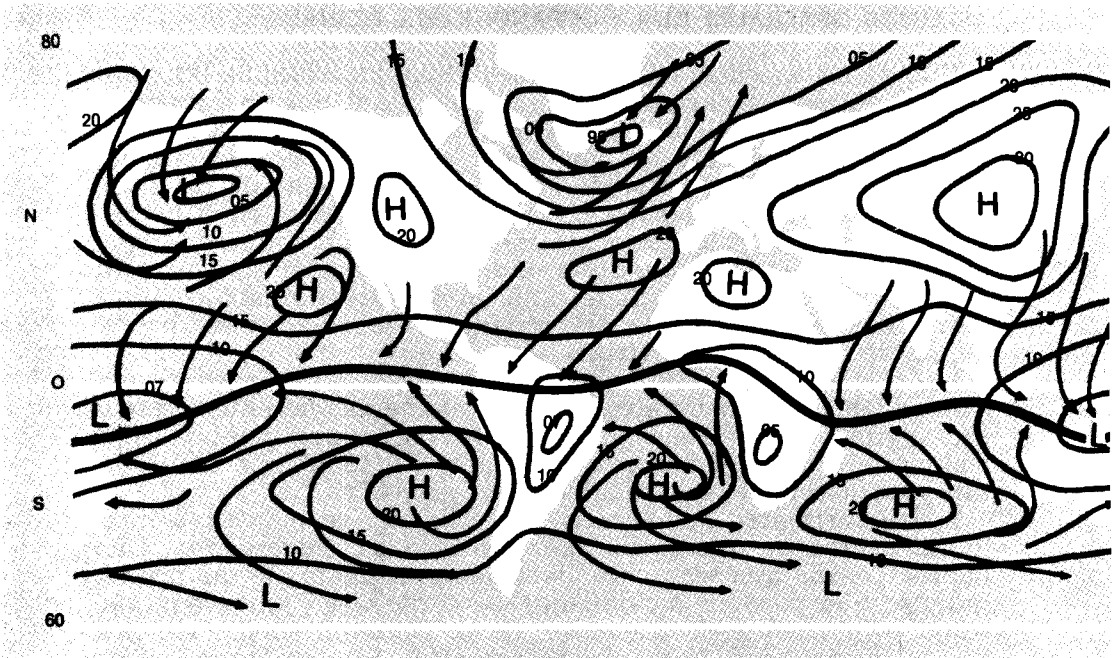


Fig. 1-2. Distribución de la presión atmosférica al nivel del mar y de los vientos, para el mes de enero. La presión de las isobaras, en color gris oscuro viene indicada por el número de milibares que excede a 1,000 mb. La línea gruesa negra señala la depresión ecuatorial. (De *Introduction to the atmosphere*, H. Riehl, 1965. Mc. Graw-Hill).

en otras zonas del mismo nivel pero menos próximas al ecuador. Con otras palabras, podemos decir que en los niveles elevados de la tropósfera se genera un gradiente de presión dirigido hacia los polos, como resultado del cual se produce un desplazamiento de masas de aire en el mismo sentido.

El movimiento ascendente de masas de aire, que acabamos de describir, modifica de modo contrario la presión de los niveles inferiores. En las zonas cercanas al ecuador, en las cuales se remontó el aire, se origina un descenso de presión: baja presión ecuatorial, situada entre los 5° y 10° al norte del ecuador. En las zonas subtropicales, la presión aumenta: alta presión, localizada, aproximadamente, en los 30° de latitud, al norte y al sur del ecuador. Así pues, en las capas bajas de la tropósfera existe un gradiente bórico desde la alta presión subtropical hacia la baja presión ecuatorial. Existe también, el correspondiente flujo que, en ambos hemisferios, converge hacia la zona ecuatorial, llamada, por eso mismo, Zona de Convergencia Intertropical. Las corrientes de aire resultantes, cercanas a la superficie y dirigidas hacia el ecuador, son conocidas con el nombre de "vientos alisios".

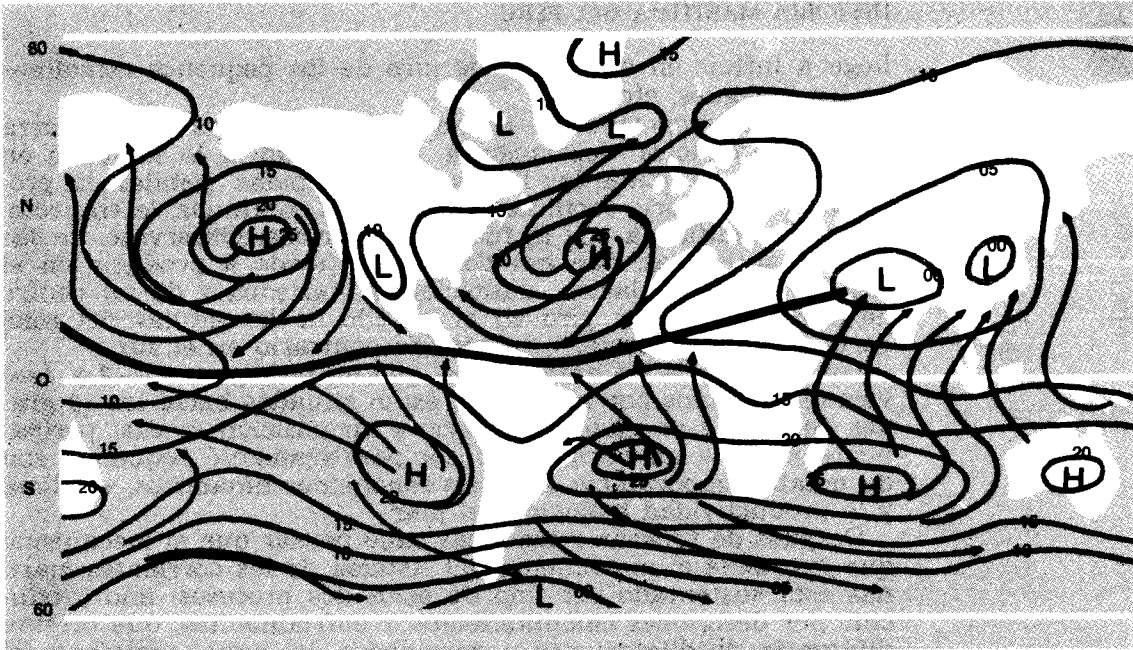


Fig. 1-3. Las mismas distribuciones de la figura 1-2, para el mes de julio.
 (De *Introduction to the atmosphere*, R. Riehl, 1965. Mc. Graw-Hill).

El esquema se complica si consideramos además del gradiente bórico, otras fuerzas que influyen en el movimiento. Entre ellas, existe una que en la mayor parte de los movimientos carece —aparentemente— de importancia y que, sin embargo, tiene una influencia decisiva en la dinámica de los vientos y los mares dada la amplitud de las áreas del globo terrestre que abarca la llamada fuerza de Coriolis, en honor de Gaspard Gustavo de Coriolis.

Motivada por la rotación de la Tierra alrededor de su eje norte-sur, esta fuerza afecta todos los movimientos que ocurren sobre la superficie terrestre. Si un cuerpo se mueve en el hemisferio sur, experimenta una fuerza de Coriolis que actúa perpendicularmente a su trayectoria y tiende a desviar su movimiento hacia la izquierda. Si se mueve en el hemisferio norte, esta fuerza tiende a desviarlo hacia la derecha.

Para que la fuerza de Coriolis deje sentir su influencia, se precisa que actúe sobre cuerpos no sometidos a otras fuerzas adicionales de mayor intensidad. Tal puede ser el caso de una masa de aire o de agua que se mueva dentro de una circulación general a gran escala, es decir, con un gran radio de curvatura; si esta última circunstancia no se da, la fuerza de Coriolis se hace insignificante frente a la centrífuga, razón por la cual no

llega a influir en el sentido de giro de los pequeños remolinos de los desagües, etc.

En el caso mencionado —ausencia de otras fuerzas— la fuerza descrita producirá desviaciones de acuerdo a lo indicado en la *figura 1—4*; donde las líneas interrumpidas señalan la proyectada trayectoria rectilínea y las líneas continuas, la trayectoria real modificada por la fuerza de Coriolis. Obsérvese, en las figuras anteriores, que esa desviación tiende a producir en el caso de una circulación anticiclónica (alrededor de un centro de alta presión) un giro en el sentido de las agujas del reloj en el hemisferio norte, y en sentido contrario en el sur.

Los núcleos de los anticiclones, que en las *figuras 1—2* y *1—3* vienen indicados por la letra A, están situados hacia los 30 grados de latitud en cada hemisferio y su posición es casi permanente, aunque sus variaciones, comparativamente pequeñas, son de notable importancia para los fenómenos dinámicos, el clima y la productividad biológica del mar.

Después de repasar estas ideas cabe pensar que el mecanismo que mantiene el movimiento del sistema de las corrientes marinas está sustentado por uno de estos dos procesos: uno producido por desiguales calentamientos y enfriamientos, que origina diferencia de dilataciones y densidades del agua, semejante al que ocurre en la atmósfera; otro, cuyo motor es el esfuerzo de arrastre que el viento ejerce sobre la superficie del mar. De estas dos posibilidades, la última resulta ser la más importante para las corrientes superficiales. Sverdrup publicó (Sverdrup, 1947) un trabajo sobre este aspecto, en cuyas conclusiones mostraba que las corrientes del Océano Pacífico ecuatorial tropical dependen básicamente del esfuerzo tangencial medio que los vientos dominantes ejercen sobre la superficie del mar.

Al llegar a este punto conviene recordar algo ya dicho: la vinculación entre las circulaciones atmosférica y marina no es tan simple como puede sugerir la semejanza geométrica que existe entre ambas. Así, el movimiento que el viento tiende a producir sobre el mar sigue una dirección distinta a la del mismo viento; si el fenómeno se produce en el hemisferio sur las aguas se desviarán hacia la izquierda de la trayectoria seguida por los vientos. Más adelante insistiremos sobre el tema con mayor detalle. Nos interesó tratarlo ahora porque esos desplazamientos de aguas superficiales hacia la izquierda las aleja de la costa, situada a la derecha del viento; ocurre, entonces, un afloramiento de aguas subsuperficiales hacia la superficie.

No todo desplazamiento ascendente de agua recibe el nombre de afloramiento. Para que se dé este fenómeno, en sentido estricto, es preciso que el agua de capas subsuperficiales llegue hasta la superficie y que sea retirada del área de afloramiento por medio del flujo horizontal. El nivel de origen del agua que

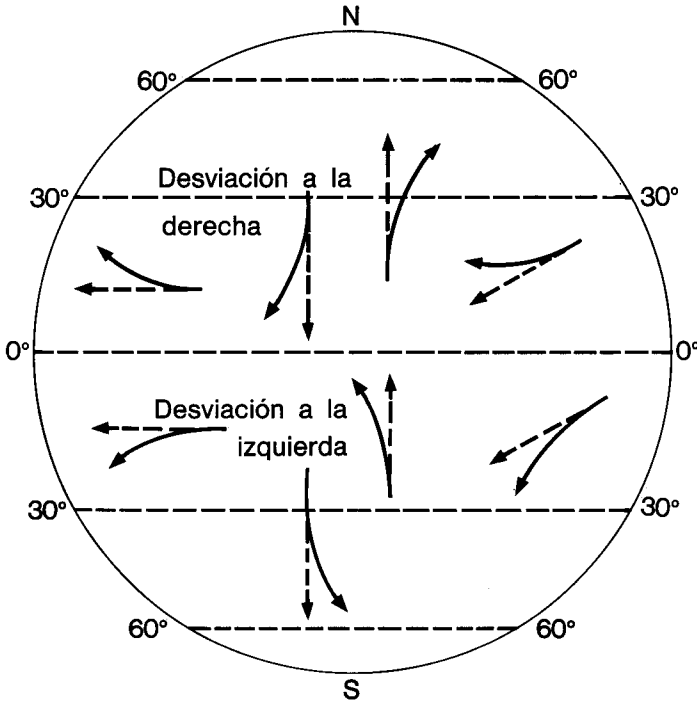


Fig. 1-4. Trayectorias de un móvil en una Tierra sin rotación (línea interrumpida) y su modificación por el giro de la Tierra (línea continua).

llega en este caso hasta la superficie no excede de los 100 a 200 metros.

El afloramiento y, en general, todo ascenso hasta la superficie de aguas relativamente profundas, acarrea una consecuencia lógica: las aguas superficiales de aquellas áreas marinas en las cuales se produce el fenómeno, presentan las particularidades propias del agua que habitualmente se encuentra bajo la superficie. Entre esas particularidades mencionaremos la temperatura más baja, el tener en disolución una menor cantidad de gases del aire y la mayor concentración de sales consumidas por los organismos vegetales cerca de la superficie del mar.

3. EL ORIGEN DE LA BAJA TEMPERATURA DEL MAR PERUANO

Las aguas que se encuentran a lo largo de la costa del Perú son aguas frías. Hay dos procesos en esa área que pueden expli-

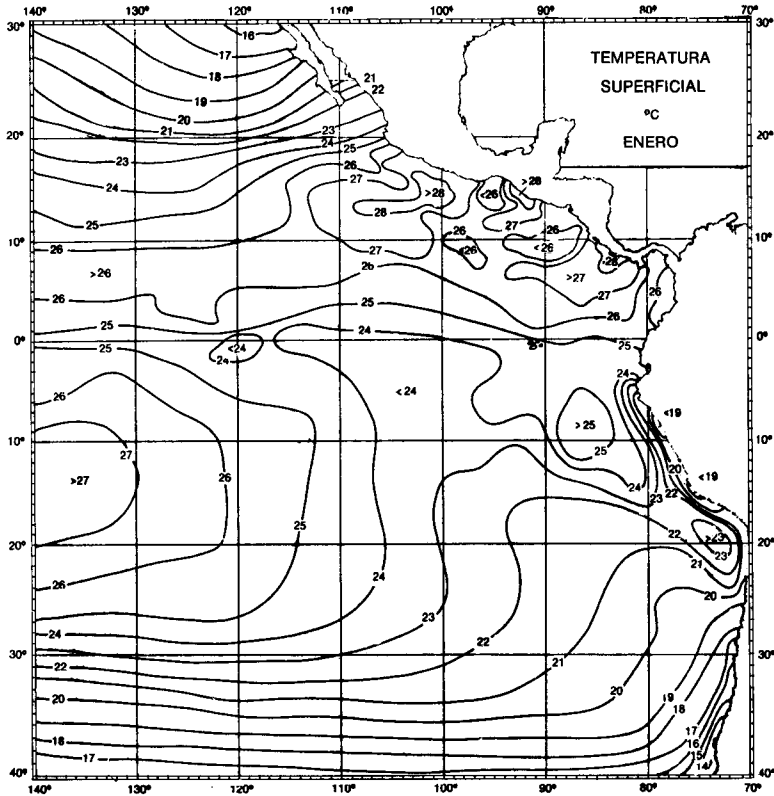


Fig. 1-5. Distribución de la temperatura de la superficie del mar, en grados Celsius, en enero. (Wyrтки, 1964).

car la baja temperatura: la presencia de una corriente que procede de latitudes frías, y el afloramiento. Indudablemente, ambos procesos deben contribuir de algún modo al enfriamiento de las aguas, pero cabe preguntarse si uno de ellos es decisivo, o si por el contrario ambos tienen parecida influencia.

Las más antiguas explicaciones del fenómeno recurren a la teoría de una corriente de origen polar, teoría adelantada en 1811 por Humboldt, el primer científico que midió la temperatura del agua. Poco tiempo después, en 1837, Bouganville hizo notar que la corriente fría debería calentarse en el curso de un recorrido tan largo. Sin embargo, la solución de que el agua fría procediese del afloramiento no fue planteada hasta 1844, por de Tessan.

Un argumento sencillo a favor de la influencia principal del afloramiento sobre el enfriamiento del agua, lo obtenemos al examinar la distribución de las temperaturas en la superficie. Ya Humboldt descubrió que las temperaturas en la Corriente

del Perú aumentaban a medida que ésta se alejaba de la costa. La *figura 1—5* (Wyrтки, 1964) muestra las temperaturas para el mes de enero, promediadas de los datos de varios años, y nos permite comprobar el descubrimiento de Humboldt: por ejemplo, frente a Chimbote y frente a San Juan, encontramos sendas áreas con temperaturas inferiores a los 19°C, mientras que mar adentro llegan a los 24°C. Esto indica, en primer lugar, que, en los meses de enero, debe existir afloramiento en las dos áreas mencionadas. En segundo lugar aparece un hecho poco favorable para la teoría de una corriente de origen polar: para encontrar esas temperaturas inferiores a los 19°C más al sur se necesita llegar a la latitud de 26°S, es decir, mucho más al sur de Antofagasta, casi a la altura de Caldera.

Resulta, pues, tan difícil explicar la distribución de la temperatura de superficie por medio de un flujo de agua fría hacia el norte, que parece que la influencia de la corriente para el enfriamiento del agua, es secundaria comparada con la del afloramiento. Un mayor estudio del afloramiento en capítulos posteriores nos puede reafirmar en la importancia del mismo.

4. FENOMENOS FISICOS RELACIONADOS CON LA FERTILIDAD BIOLOGICA DEL MAR PERUANO

Para abordar este tema conviene recordar a manera de preámbulo, algunos hechos conocidos. El Dr. Jorge Sánchez Romero nos ilustra acerca del ciclo de la vida en el mar; cada eslabón de la cadena utiliza como alimento el eslabón anterior, y sirve a su vez, para nutrir al siguiente.

Recordemos, también, el proceso de la fotosíntesis tal como ocurre en la tierra. Las plantas tienen una capacidad de la que no gozan los animales: pueden "fabricar" compuestos orgánicos tomando como materia prima compuestos químicos con la ayuda de la energía del sol, la cual queda almacenada en los carbohidratos. Se calcula que, sobre los continentes, se producen 40 mil millones de toneladas de carbohidratos al año.

El mismo proceso, aunque menos conocido, ocurre en el mar, con casi la misma producción de carbohidratos. La mayor parte de la fotosíntesis la realiza un sinnúmero de plantas minúsculas que no son visibles a primera vista. Son microscópicas y sus movimientos son de menor magnitud que los del agua que las arrastra, por lo que se las considera "errantes", como lo indica el nombre de "plancton" que se da a estas pequeñísimas plantas. Constituyen el plancton vegetal o fitoplancton.

Para que prospere la formación de fitoplancton, se necesita la luz solar, el agua, el dióxido de carbono, algunas sales nutrientes (como los fosfatos), y ciertas condiciones del ambiente (temperatura, salinidad). Los organismos más abundantes del fito-

plancton, las diatomeas, se reproducen con tal velocidad que un solo individuo podría generar en treinta días hasta cien millones de descendientes.

Algunos procesos puramente cinemáticos pueden también influir en la abundancia de una especie planctónica. Como las diatomeas generalmente tienen tendencia a hundirse, mientras que los flagelados nadan hacia arriba, es de esperar que las diatomeas sean estadísticamente más abundantes en agua ascendente. La distribución de diatomeas probablemente es a menudo un reflejo del régimen turbulento-convectivo del agua (Isaacs, 1969).

Los animales marinos, lo mismo que los terrestres, no pueden asimilar directamente del sol la energía que necesitan para sus movimientos. El plancton animal, o zooplancton, necesita alimentarse de fitoplancton. (Como nota curiosa vale la pena citar que un copépodo puede consumir ciento veinte mil diatomeas por día). Los peces y otros animales marinos se alimentan del plancton o de peces más pequeños. En la *lámina 1—V* están aumentados tanto el plancton vegetal (en verde) como el plancton animal (en rojo), pero el primero con un número de aumentos mucho mayor.

Cuando más tarde, plantas y animales mueren, sus desechos se hunden y se descomponen. En último término, estos residuos sufren un segundo proceso de descomposición producido por bacterias, las cuales liberan nuevamente los fosfatos, nitratos, y demás, pudiendo ser de nuevo utilizados por el fitoplancton para "fabricar" nueva materia orgánica. De esta forma se cierra el ciclo de la vida en el mar.

La cadena alimenticia que se acaba de describir puede interrumpirse si se rompe el más débil de sus eslabones.

¿Qué pasa si los nutrientes (fosfatos y otros) permanecen en el fondo o a profundidades a las que no llega suficiente luz para producir la fotosíntesis? No prospera el fitoplancton y, como consecuencia, se detiene toda la productividad en la respectiva área marina. A la inversa, donde se dé disponibilidad de nutrientes cerca de la superficie, existirá riqueza biológica.

En ambientes terrestres también ocurre algo parecido. La presencia de las citadas sales minerales representa un factor importante de productividad. No alcanza, sin embargo, la importancia relativa que logra en el mar, pues, en tierra firme, comparte el control de la productividad con un factor tan decisivo como la presencia de agua.

Como regla general, abundará la actividad biológica, y la pesca, en aquellos lugares donde haya elevación de aguas ricas en minerales que lleguen hasta la superficie. Este principio nos lleva a detenernos en algunas de las causas que producen afloramiento.

La acción del viento, por ejemplo, puede provocar el fenómeno antedicho, como sucede frente a nuestras costas, dando como resultado gran producción de fitoplancton en las cercanías de las áreas de afloramiento. Así sucederá también frente a otras costas que tengan una actividad del viento semejante: en la margen oriental de los océanos, es decir, frente a las costas occidentales de los continentes (por ejemplo, en California). Sabemos ya que las aguas elevadas por el afloramiento no proceden del fondo mismo, sino solamente de cierta profundidad, que en el caso de la costa peruana, es generalmente algo inferior a los 100 metros.

Además del afloramiento producido, como acabamos de ver, por la acción del viento, existen otros fenómenos físicos que también producen movimientos verticales y favorecen el desarrollo de la pesca. Citando a Schaefer (1965): "*Un fenómeno local, que a menudo se correlaciona con concentraciones de peces, es la presencia de frentes, que son límites entre masas de agua. A lo largo de tales límites, que frecuentemente se pueden localizar por bruscas transiciones de temperatura, por diferencias en el color de las aguas y presencia de desechos flotantes, la circulación vertical asociada a estas circunstancias concentra a menudo organismos planctónicos, lo que produce la concentración de peces que se nutren de plancton y de los de presa que se alimentan de los anteriores*".

5. EL SISTEMA DE LAS CORRIENTES DEL PERU

La corriente que fluye hacia el norte frente a la costa del Perú recibe unas veces el nombre de Corriente de Humboldt y otras, cada vez más frecuentes, el nombre de Corriente del Perú.

A pesar del respeto que nos merece el gran científico alemán hemos preferido la segunda denominación. Seguimos, así, lo acordado por la I Conferencia Oceanográfica Iberoamericana, celebrada en Málaga en 1935.

Cuando uno examina con mayor detenimiento el movimiento de las aguas peruanas, encuentra que se puede distinguir varias corrientes y que a todas les corresponde llamarse corrientes del Perú. Habrá entonces que distinguir cada miembro de la familia con un nombre, y el conjunto llamarlo el "Sistema de las Corrientes del Perú".

Para comenzar, presentamos la conocida *figura 1—6*, que muestra la distribución de las corrientes de superficie en la época en que tuvo lugar la Expedición *Step—I*. Esta figura aparece en los análisis sobre las corrientes del Perú que fueron realizados por Wyrcki (1963).

En la *figura 1—6* se aprecian unas curvas de línea continua con flechas que determinan la dirección y sentido de las co-

HISTORIA MARITIMA DEL PERU

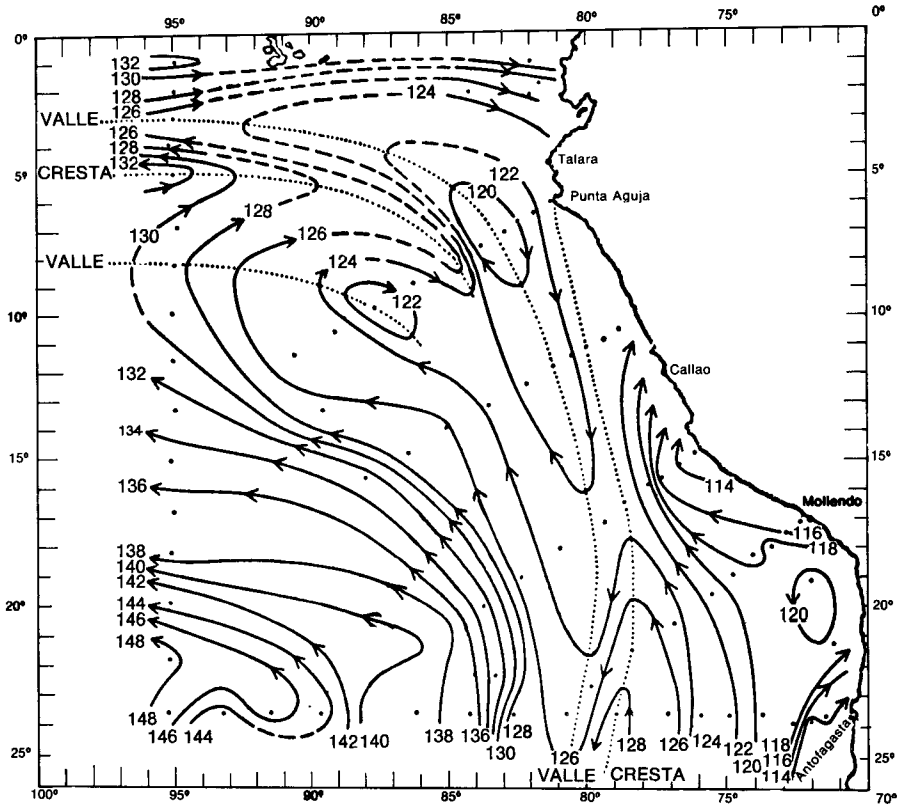


Fig. 1-6. Representación de las corrientes, en la superficie, calculadas por un método indirecto. (Wyrtki, 1963) University of California Press. (Con permiso de los Regents de la Universidad de California).

rrientes. Como puede verse, el aspecto de la corriente que parecía tan sencilla en la *lámina 1-I*, se ha complicado bastante al examinarlo más cerca. Se observa, donde hay un límite entre dos corrientes que corren más o menos paralelas, pero en sentidos opuestos, una línea de puntos pequeños y próximos entre sí, que separa las dos corrientes. Esta línea punteada tiene la denominación de *valle* o *cresta*, que hace referencia al método utilizado para calcular las corrientes; método cuyos detalles no trataremos ahora.

Examinemos la figura comenzando por la derecha, esto es, por el este. La primera línea de puntos es una cresta que va desde la posición de 79°W, 25°S hasta Punta Aguja. El flujo que se encuentra al este de la línea, entre ella y la costa, tiene un sentido dirigido aproximadamente hacia el norte y recibe el nombre

ASPECTOS GENERALES DE LA OCEANOGRAFIA PERUANA

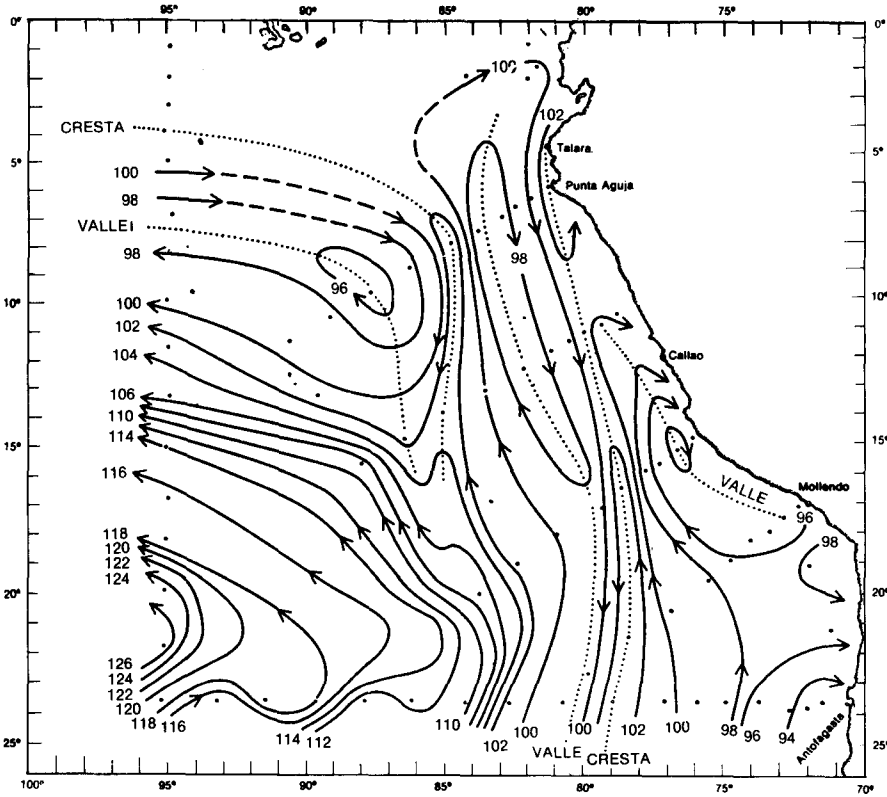


Fig. 1-7. Representación de las corrientes al nivel de los 100 metros de profundidad. (Wyrтки, 1963) University of California Press. (Con permiso de los Regents de la Universidad de California).

de Corriente Costera del Perú. Un poco al oeste de la línea de puntos mencionada, se encuentra otra (valle) que es casi paralela a la anterior hasta la altura de Punta Aguja, donde se dirige al oeste para terminar corriendo paralelamente con respecto al ecuador. Entre las dos líneas de puntos fluye una corriente hacia el sur denominada Contracorriente del Perú. En la parte inferior de la figura ya no aparecen más líneas de puntos por lo que todo el flujo al oeste de la última línea de puntos mencionada tiene un sentido similar: al principio hacia el norte y luego desviándose poco a poco hacia el oeste; esta corriente, más ancha y más alejada de la costa, recibe el nombre de Corriente Oceánica del Perú. Este flujo pasa a formar parte de la Corriente Sud ecuatorial en su recorrido hacia el oeste.

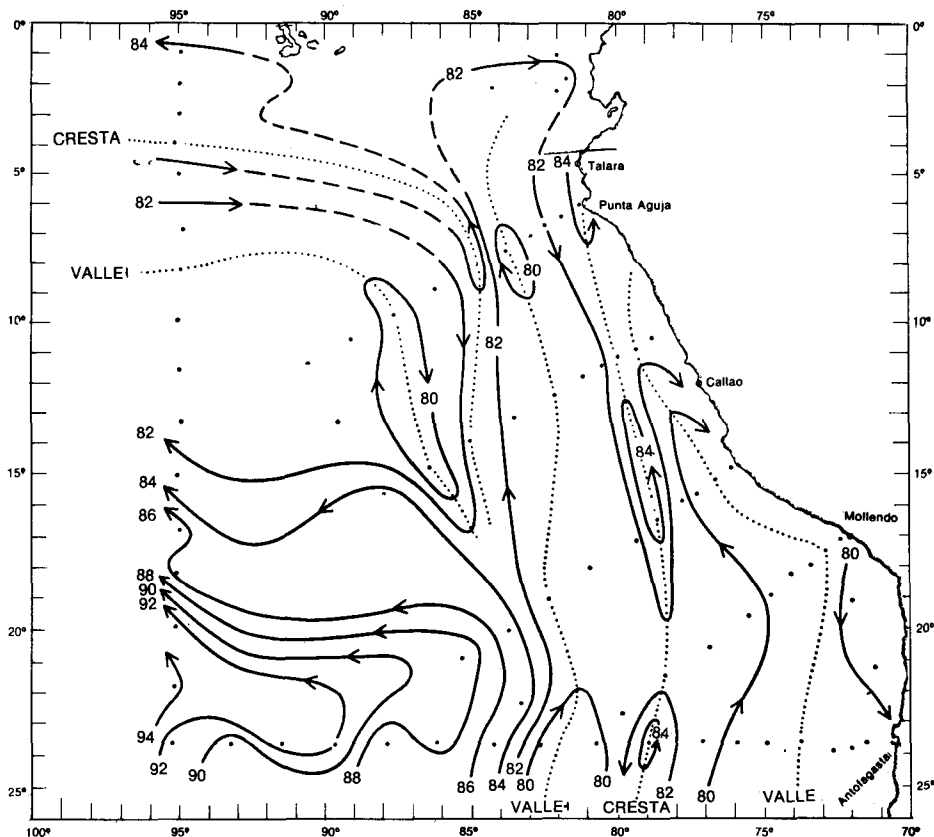


Fig. 1-8. Representación de las corrientes al nivel de los 200 metros de profundidad. (Wyrтки, 1963). University of California Press. (Con permiso de los Regents de la Universidad de California).

Si nos fijamos en la dirección de las corrientes en los niveles de 100 y 200 metros de profundidad, *figuras 1—7 y 1—8*, apreciaremos otra característica: se trata de una contracorriente (esto es, dirigida hacia el sur), muy pegada a la costa: la Corriente Submarina del Perú.

Además de las cuatro corrientes mencionadas, existen otros movimientos en la capa superficial de esta área que son dignos de tenerse en cuenta, especialmente el flujo hacia el oeste que provoca el afloramiento, a pesar de que no les dediquemos nuestra atención ahora.

Las dos corrientes que van hacia el norte son permanentes, con cierta individualidad, especialmente en el verano cuando la Contracorriente, que siempre está bien definida a los 100 metros de profundidad, aparece en la superficie. Ya Gunther, en un informe presentado en 1936, las distinguía con los nombres de Corriente Costera del Perú y Corriente Oceánica del Perú. Las

contracorrientes no han sido conocidas con la misma claridad sino hasta los estudios más recientes de Wooster y Gilmartin en 1961, y el de Wyrski en 1963. Sin embargo el mismo Gunther había deducido la existencia de la Corriente Submarina tomando como base las indicaciones acerca de cómo estaba distribuida la concentración de sales, proporcionadas por el estudio de unos datos tomados paralela y próximamente a la costa peruana (Gunther, 1936).

6. PROCEDENCIA DE LAS MASAS DE AGUA

En la *figura 1—5* vimos que hay notables diferencias entre las temperaturas de los distintos lugares del océano. Así, veremos también que la temperatura cambia de una estación a otra; también varía la cantidad de sales disueltas en el agua. Sin embargo, para un área grande del océano, la temperatura y la salinidad medias de un año a otro, permanecen casi constantes. Tampoco hay cambios importantes para un lugar fijo del océano, de un año a otro, especialmente si es lejos de la costa y a cierta profundidad.

Un ejemplo proporciona el caso verificado por los barcos de la Institución Oceanográfica Woods Hole norteamericana, que hicieron observaciones en el Océano Atlántico durante el Año Geofísico Internacional, en los mismos lugares que había ocupado treinta años antes el barco alemán *Meteor*. Se encontró que los valores de la salinidad y la temperatura no habían experimentado cambios importantes durante este tiempo. Las otras variables físicas y químicas tampoco habían cambiado notablemente, pero se centra el interés en la temperatura y la salinidad porque estas dos sirven para determinar el lugar en que el agua adquirió características peculiares; incluso, permiten determinar su lugar de origen.

Hay lugares donde la radiación solar es intensa y produce alta temperatura en la superficie del mar; en otros sopla un viento seco que, al producir una rápida evaporación deja en la superficie un agua con mayor concentración de sales; existen áreas donde las abundantes lluvias hacen que las aguas superficiales contengan escasa cantidad de sal; también hay que considerar la formación de hielo que deja en superficie un agua residual más salada, como en mares polares. Todas estas circunstancias hacen que en ciertas áreas de la superficie marina se formen aguas de características típicas en temperatura y salinidad. Estas características originales, adquiridas en superficie, se confunden para dar lugar a productos de la mezcla, que pueden ser típicos también.

El volumen de agua de características especiales que se ha originado en las zonas mencionadas, se mueve luego con las

corrientes permanentes de los océanos por lugares casi constantemente fijos. Si, por causa del enfriamiento o por un aumento de la salinidad, su densidad ha aumentado, se hundirá debajo de la superficie hasta una profundidad determinada por la densidad propia, la densidad del ambiente, y otras características que pueden ser permanentes. Si el hundimiento se realiza en lugares constantes, los procesos de mezcla darán lugar a unas temperaturas y salinidades típicas del agua que ha sufrido este proceso.

Una muestra de agua obtenida por un oceanógrafo a cierta profundidad pertenece a determinada Masa de Agua, de características bien definidas, de acuerdo con su contenido de sal y la temperatura que tenía cuando estaba en su medio ambiente. Sverdrup catalogó las masas de agua de los distintos océanos para profundidades mayores de doscientos metros. (Sverdrup et al; 1942).

Si tomamos una muestra de agua en el Océano Pacífico sur, con temperatura de 12.5°C y 34.9 gramos de sal por mil gramos de agua de mar, podemos afirmar que se trata de Agua Ecuatorial del Océano Pacífico, de acuerdo con la citada clasificación de Sverdrup. Podemos ilustrar las características de esta agua en un sistema de coordenadas en el que las temperaturas se representan en el eje de ordenadas y las salinidades en el eje de abscisas. Así, la muestra quedaría representada por el punto P de la *figura 1—9*.

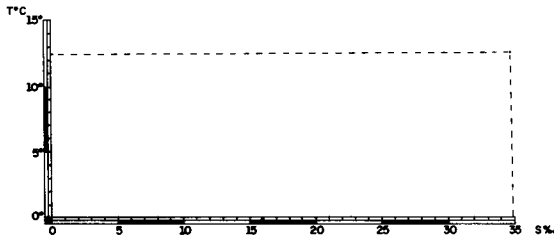


Fig. 1-9. Posición de un punto en el diagrama Temperatura-Salinidad.

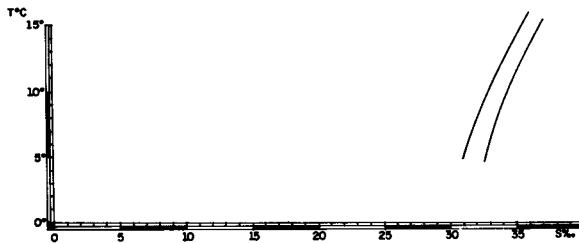


Fig. 1-10. Líneas que limitan el área del diagrama Temperatura-Salinidad correspondiente a cierta Masa de Agua.

No se ha querido decir que toda agua clasificada como Agua Ecuatorial del Pacífico por Sverdrup tenga siempre 12.5°C de temperatura y 34.9 por mil de salinidad, de forma que se presente por un solo punto, el P, en el diagrama temperatura-salinidad. Lo que caracteriza a las muestras de agua que constituyen esa misma Masa de Agua en dicha clasificación, es que al representar sus valores de temperatura y salinidad en el diagrama T—S, los puntos se agrupan dentro de la zona comprendida entre dos curvas, como puede apreciarse en la *figura 1—10*.

Por eso, de ahora en adelante, cuando hablamos de masa de agua, tendrá el sentido más específico de referirse a aquella cuyas coordenadas de temperatura y salinidad se encuentran entre límites definidos. Más adelante, en el capítulo dedicado a Masas de Agua en el mar peruano, veremos cuáles son las masas de agua características del mar peruano.

7. INFLUENCIAS DEL MAR SOBRE EL CLIMA

Podríamos seguir con el símil utilizado al principio para decir que la Meteorología es una ciencia que resulta de mirar la atmósfera desde el punto de vista de la Física. Lo que observamos son unas variables, como la presión atmosférica, la temperatura, la precipitación, y muchas otras que constituyen en un momento dado, el tiempo que hace en cierto lugar y que, consideradas todas sus características describen el clima del lugar.

El tema de la influencia recíproca entre los fenómenos atmosféricos y marinos tiene todavía algunos puntos en controversia, especialmente en lo que se refiere al fenómeno más interesante: la ausencia de lluvias en todo el litoral peruano y parte del chileno, formando una de las zonas más áridas del globo terrestre.

Para analizar las causas de la falta de precipitación, parece indispensable comenzar con las razones que producen la presencia de lluvia; luego veremos cuáles pueden ser las causas de que ese mecanismo no funcione adecuadamente, en nuestro litoral.

No habría precipitaciones, ni siquiera nubes, si no hubiera movimientos ascendentes de aire húmedo. Aparentemente, en nuestro litoral, los movimientos ascendentes de aire húmedo pueden dar lugar a la presencia de nubes; sin embargo, no llegan a producir precipitaciones, las cuales exigen que estos fenómenos ocurran en un ambiente inestable. Por lo tanto, podemos pensar que existen condiciones estables que impiden una ascensión suficientemente intensa de las masas de aire. Vamos a dar primero una justificación de la necesidad del movimiento ascendente para la producción de la lluvia; luego vamos a ver el impedimento general para que se produzca; finalmente, qué procesos particulares lo pueden producir.

No sería necesario en sentido absoluto el ascenso de aire para que se realizara la condensación. Ahora bien, esto es lo que sucede en la práctica. Se requiere que se condense el vapor de agua que está invisiblemente disuelto en el aire. Esto sucede cuando el aire se enfría, porque a menor temperatura no puede contener la misma proporción de agua; un ejemplo muy conocido es el caso de la humedad que se condensa sobre una superficie fría, como la de un vaso de agua, debido a la disminución de temperatura del aire que rodea al vaso. Por otra parte, el proceso más frecuente por el que se enfría el aire de la atmósfera es por su elevación a mayor altura, ya que, al subir, encuentra menor presión en el ambiente y se dilata, dilatación que realiza a expensas de su energía calorífica; si fuera comprimido se calentaría, como sucede cuando el aire desciende de las alturas hasta niveles de mayor presión, suponiendo que no es calentado o enfriado por otro procedimiento.

El comportamiento de los movimientos verticales del aire se ilustra muy bien observando el comportamiento del agua en una vasija puesta sobre una cocina; como el calor viene abajo, la capa inferior del agua se calienta antes que la superior y esto hace que se dilate, flote con relación al agua superior más fría, y suba. También se provoca el movimiento vertical cuando la capa superior se enfría con relación a la inferior, como sucede al poner un trozo de hielo en la superficie. El movimiento vertical será, pues, más fácil cuanto mayor sea el exceso de temperatura de la capa inferior con relación a la temperatura de la que tiene encima; si la variación es continua, como es lo habitual, tendremos que decir que será más fácil cuanto más rápidamente disminuya la temperatura a medida que consideramos puntos más elevados.

En consecuencia con lo anterior, todas aquellas razones que produzcan un calentamiento del aire a nivel elevado, o un enfriamiento a nivel bajo, así como los procesos de movimientos de aire contrarios, impedirán la ascensión de las masas de aire que podrían producir la lluvia.

En circunstancias normales la temperatura del aire disminuye con la elevación. En la *figura 1—11* se muestra una variación de la temperatura con la altura que es típica de latitudes medias y no muy diferente en la atmósfera tropical.

Esta distribución vertical de la temperatura procede de que la atmósfera se calienta desde abajo; hecho sorprendente para quien recuerde que el sol está arriba y olvide que la atmósfera es prácticamente transparente para la radiación solar.

Volviendo nuevamente a las *figuras 1—2* y *1—3*, recordamos que el aire asciende en la Convergencia Intertropical y que se hunde en las zonas subtropicales. En la *figura 1—12* se aprecian hundimientos, de orígenes dinámicos influidos por la fuerza de Coriolis, dando lugar a los centros de alta presión, los antici-

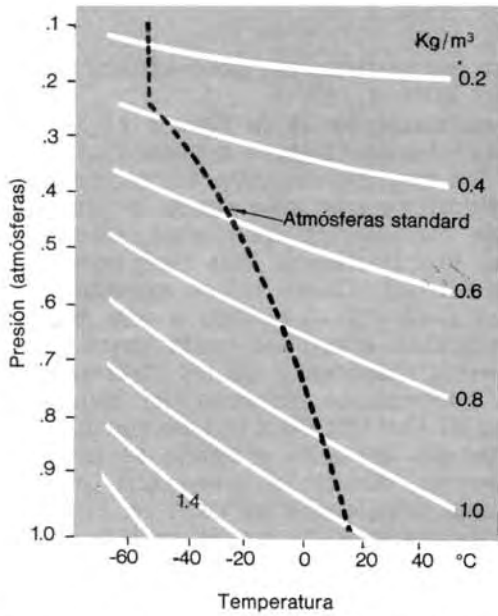
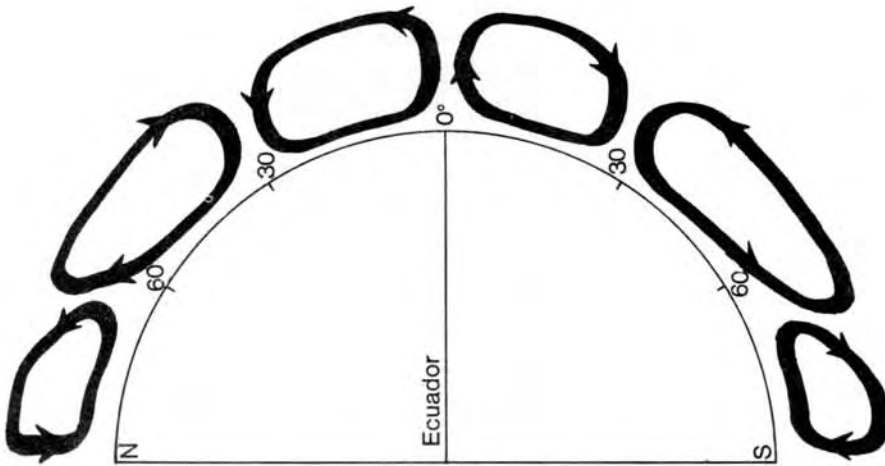


Fig. 1—11. La línea interrumpida indica una variación típica de la temperatura con respecto al aumento de altura (disminución de presión). Las líneas blancas señalan la variación de la densidad del aire al cambiar la temperatura y presión. (*De Introduction to the atmosphere*, H. Riehl, 1965, Mc Graw-Hill).

Fig. 1-12. Esquema de la circulación vertical de la atmósfera suponiendo que el ecuador meteorológico y el geográfico coinciden.



clones ya mencionados, que se encuentran un poco afuera de la zona tropical, hacia los 30° de latitud.

La última circulación representada, la de la *figura 1—12*, no deja de tener sus inconvenientes, ya que induce a pensar que los vientos llevan la dirección de los meridianos geográficos, cuando esto está muy lejos de la realidad, ya que solamente los vientos alisios tienen una componente meridional apreciable, mientras que, fuera de la zona tropical, la circulación mas bien corre en el sentido de los paralelos de latitud. Quizá no se aprecia esto suficientemente en las *figuras 1—2* y *1—3* debido a que no están presentes los vientos que soplan sobre los continentes.

La circulación de las corrientes marinas y de los sistemas de los vientos presenta muchas variaciones respecto del esquema mencionado. Unas se refieren al Océano Pacífico en particular; otras a una determinada estación del año; muchas se pueden observar en los mapas mensuales, donde se presentan promedios de la circulación para cada mes, como se verá en el capítulo de corrientes con las cartas preparadas por Wyrтки.

Respecto de la circulación en el Océano Pacífico, la modificación más notable del esquema de la *lámina 1—1* sería la inclusión de otra corriente en el sistema de las corrientes ecuatoriales. Reid publicó en 1959 el hallazgo de evidencias de una contracorriente ecuatorial que fluye en el hemisferio sur en posición simétrica a la Contracorriente Ecuatorial respecto del ecuador geográfico. Las pruebas encontradas por Reid se refieren a una corriente que fluye hacia el continente americano, más o menos paralelamente al ecuador, desviándose ligeramente hacia el sur, como veremos en el capítulo de corrientes (Reid, 1959, 1960).

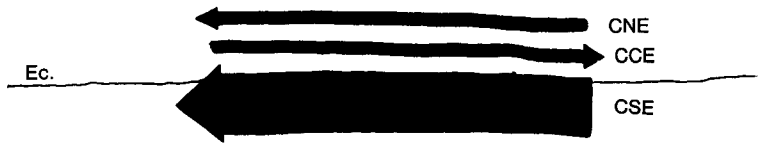


Fig. 1-13. Esquema normal para la circulación de las corrientes ecuatoriales.



Fig. 1-14. Esquema alternativo para la circulación de las corrientes ecuatoriales.

Si incorporamos esta nueva contracorriente al esquema de las corrientes ecuatoriales de la *figura 1—13*, obtendremos el representado en la *figura 1—14*. Esto obligaría a rebautizar algunas corrientes. MacLellan (1965) al presentar este esquema de cinco corrientes ecuatoriales, llama Contracorriente Nor-ecuatorial a la que se designó anteriormente como Contracorriente Ecuatorial; a la descubierta por Reid, Contracorriente Sud-ecuatorial; y, a la parte de la corriente que fluye entre las dos contracorrientes, Corriente Ecuatorial.

La *figura 1—14* es solamente un esquema; no debe inducir a creer en un equilibrio perfecto entre los caudales y las posiciones de las corrientes a uno y otro lado del ecuador. Todavía no se conoce bien la permanencia en superficie de la Corriente Sudecuatorial a lo largo del año. Como promedio de todas las estaciones del año, la circulación está representada más aproximadamente con el esquema de la *lámina 1—1*.

Además de las elevaciones de aire producidas por razones dinámicas y térmicas como sucede en la zona intertropical, existen levantamientos de origen mecánico. Un ejemplo típico de una elevación de aire húmedo que produce lluvia es el efecto de la cadena de los Andes.

En 1845 Darwin hacía notar que la parte sur de Sudamérica, donde los vientos soplan del Pacífico hacia el Atlántico, la costa del Pacífico está cubierta de vegetación gracias a precipitaciones ocurridas cuando el aire es obligado a subir empujado contra la ladera de los Andes; mientras que, al otro lado de la cordillera, queda el aire seco y las llanuras de la Patagonia son áridas. En la parte norte de Sudamérica, donde los alisios soplan en dirección del Atlántico al Pacífico, la parte atlántica está cubierta por selvas, mientras la costa del Pacífico es desértica.

Si se hiciera una encuesta acerca de cuál es la causa de la falta de lluvias en la costa peruana, sin duda que se culparía a la baja temperatura de la Corriente del Perú. Trataremos de ver si efectivamente es la principal causa de la aridez y, en caso contrario, si su influencia es importante o no.

Por ahora solamente vamos a enumerar algunos motivos que pueden impedir las precipitaciones; así, la baja temperatura del mar, producida por el afloramiento, no aparecerá como la única, y ni siquiera la más responsable. Ciertamente una superficie fría del mar enfriará el aire que está en contacto con ella y dificultará su movimiento ascendente, pero esto influye sólo en las capas bajas, mientras que el origen de las precipitaciones son proceso de inestabilidad en capas mucho más elevadas, no influenciadas por condiciones superficiales.

La razón decisiva se encuentra en la zona influenciada por los anticiclones subtropicales, en el calentamiento que se produce a niveles medianamente elevados de la atmósfera (del orden de los mil y cinco mil metros de altura), debido a que en estos

lugares el aire desciende permanentemente, lo que produce su compresión y su calentamiento. Por esto, se presenta una extraordinaria estabilidad, especialmente en los meses de mayo hasta casi fines de año. El influjo de la subsidencia o descenso de aire produce frecuentemente, a niveles variables, una temperatura que no disminuye al aumentar la altura, sino aumenta; a esta capa se le llama capa de inversión de temperatura; representa un gran obstáculo para todo movimiento vertical, impidiendo la lluvia.

Un ejemplo de inversión de temperatura se muestra en la *figura 1—15*. Desde el punto A, al nivel del suelo, la temperatura disminuye con el aumento de altura hasta llegar al punto B. Entre el punto B y el C se produce la inversión, ya que la temperatura aumenta con la elevación. A partir del punto C la temperatura sigue disminuyendo.

Como consecuencia de lo dicho anteriormente, el aire tendrá una enorme dificultad para ascender en la capa entre B y C. Los movimientos convectivos, pues, tendrán que limitarse a la capa inferior, entre A y B.

Junto a la subsidencia, originada por influencia del anticiclón, y la baja temperatura de las aguas, existen otras razones que contribuyen a la aridez, pero en un grado mucho menor. Estas serán tratadas con más detalle en otro capítulo, donde también corresponderá referirse al fenómeno El Niño.

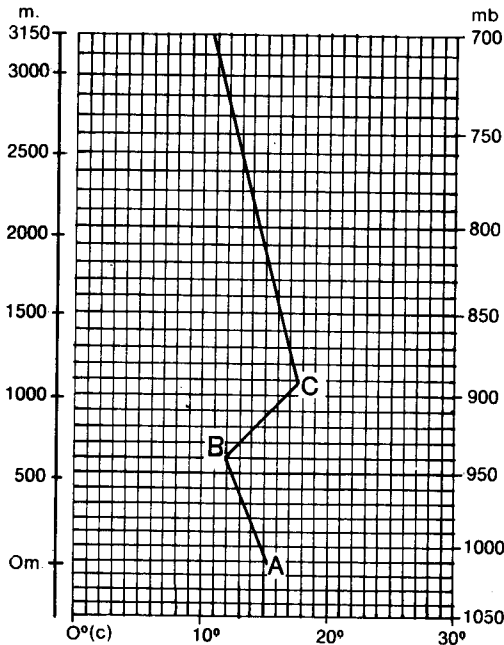


Fig. 1-15. Variación de la temperatura con relación a la altura (indicada en la escala de la izquierda, en metros; en la escala de la derecha se muestran las presiones en milibares).

8. LA ESTRUCTURA TERMICA DEL MAR PERUANO

Acabamos de ver que una inversión de temperatura es un fuerte impedimento para los movimientos verticales en el aire, hasta el punto de ser necesaria una importante fuerza externa para superar esa barrera. Sin embargo, la situación que en el aire es extraordinaria, en el mar es lo normal: las temperaturas disminuyen a medida que se va bajando a mayores profundidades.

La facilidad con que se producen movimientos verticales es mucho menor en el océano que en la atmósfera; pero también en aquél hay grandes diferencias en esa facilidad. En efecto, existen capas de temperatura casi uniforme, capas de mezcla, donde los movimientos convectivos se pueden realizar sin necesidad de grandes estímulos. Generalmente, existe también una capa en la que, en un espesor relativamente pequeño, muchas veces inferior a los 50 metros, la temperatura disminuye muy rápidamente. (Véase la *figura 1-16*). Esta capa recibe el nombre de termoclina y produce efectos semejantes a la capa de inversión de la atmósfera, de consecuencias importantes para los procesos dinámicos e incluso para los fenómenos biológicos. Por esta razón y porque la temperatura es fácil de medir en la superficie y hasta cierta profundidad, se dedicará una especial atención a la distribución de la temperatura, particularmente a la situación de la termoclina.

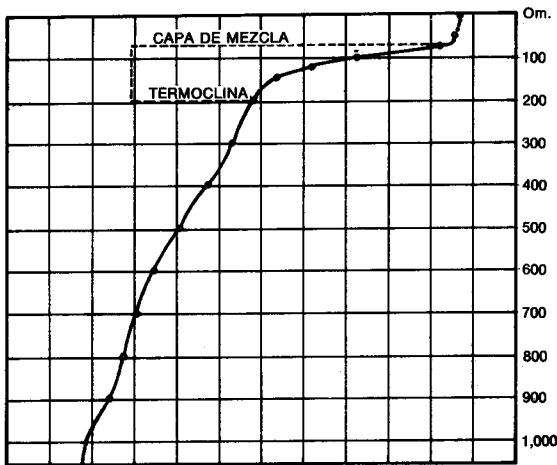


Fig. 1-16. Variación de la temperatura del mar con la profundidad, indicando la capa superficial de mezcla y la termoclina de variación brusca de temperatura.

9. PROCESOS ONDULATORIOS

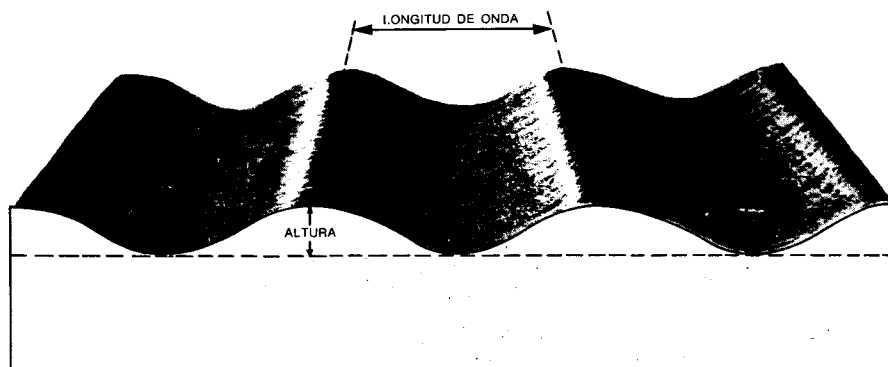
Existen en el mar diversas clases de fenómenos ondulatorios. Las olas llevan consigo la energía de vientos, quizá muy distantes. Esta energía no se manifiesta claramente hasta su llegada a la costa, donde se disipa rompiendo contra la playa o las rocas; así resulta ser un importante agente geológico.

La disipación de la energía de las olas origina, a veces, daños materiales y peligro para las vidas humanas, debido a la violencia con que se produce, o al aumento del nivel de las aguas por encima de la altura ordinaria. En estas ocasiones se producen olas gigantescas causadas por vientos de inusitada velocidad, o también por un temblor submarino. Los últimos fenómenos citados no son las ondas periódicas más típicas; sin embargo, parece ser éste el lugar más apropiado para tratar de ellos.

Las ondas se pueden describir y clasificar por su período, esto es, el tiempo que transcurre entre el paso de dos crestas consecutivas por el mismo lugar (*Fig. 1—17*), por su longitud de onda, es decir, la distancia entre dos crestas (o dos valles) consecutivas; y por su altura, o distancia vertical entre una cresta y el valle inmediato.

Lo más frecuente, como sabe bien el que ha navegado por alta mar, es que la forma de la superficie del mar sea mucho más compleja que la representada en la figura, como resultado de una composición de ondas de distintas alturas, períodos y direcciones de propagación. Un caso extremo de gran longitud de onda y gran período está representado por la marea. No vamos a tratar aquí de las propiedades ondulatorias generales, sino solamente de algunas que vamos a utilizar más adelante.

Fig. 1-17. Características principales de una onda.



ASPECTOS GENERALES DE LA OCEANOGRAFIA PERUANA

Una de ellas se ilustra con las ondas marinas: a cierta distancia de la costa peruana se observa un tren de ondas, impulsado por el viento, en dirección aproximadamente paralela al litoral. Sin embargo, las olas muy cercanas a la costa no corren paralelas a la misma, sino dirigiéndose a romper sobre la playa. Hay, pues, un cambio en la dirección de las ondas a medida que se van acercando a la costa. Se trata de un fenómeno de refracción como se aprecia en la *figura 1-18*.

Un remero, que quiere desviar su bote hacia la derecha, rema con mayor fuerza por el lado izquierdo. Así sucede también con la onda que se desvía hacia la derecha: la parte izquierda del frente de onda corre más aprisa que la parte derecha. Si las olas se desvían hacia la costa es, pues, porque su velocidad es mayor en la parte más alejada de la costa y las olas como ocurre con todos los movimientos ondulatorios, se dirigen hacia la zona en que se propagan con la menor velocidad. Ciertamente, no es la distancia a la costa la que determina la velocidad de la ola; su velocidad de propagación —cuando viaja sobre suelos poco profundos— viene dada por la fórmula $v = \sqrt{g P}$ donde g representa la aceleración de la gravedad y p la profundidad.

Aunque esta fórmula se puede utilizar en cualquier sistema de unidades, por ejemplo en el métrico con $g = 9.8 \text{ m/seg}^2$, o en el inglés con $g = 32.2 \text{ pie/seg}^2$, con frecuencia se utiliza en sistemas mixtos, como en la forma v (en nudos) $= 6\sqrt{p}$ con la profundidad expresada en metros.

Imaginemos una punta que penetra en el mar con un relieve submarino de profundidades crecientes a mayores distancias del litoral. Una ola que se acerca a la punta tendrá mínima velocidad en la parte más próxima a la punta, y allí se dirigirá toda la ola. La punta atrae las olas, se dice.

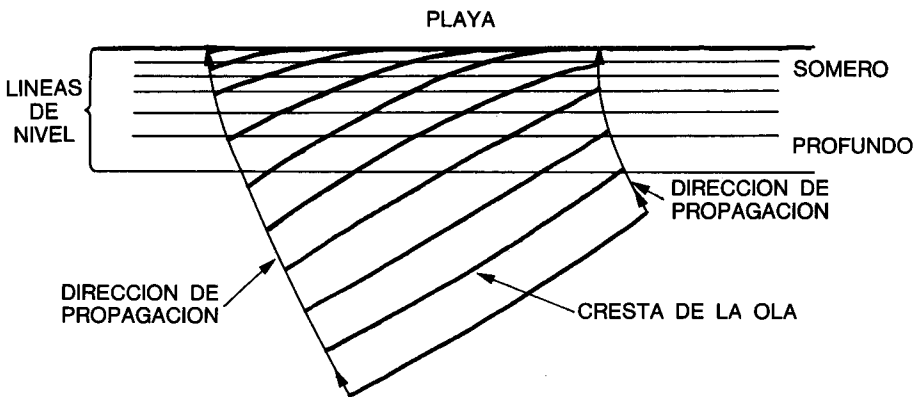


Fig. 1-18. Refracción de una onda cuando se propaga en un lugar donde su velocidad no es constante.

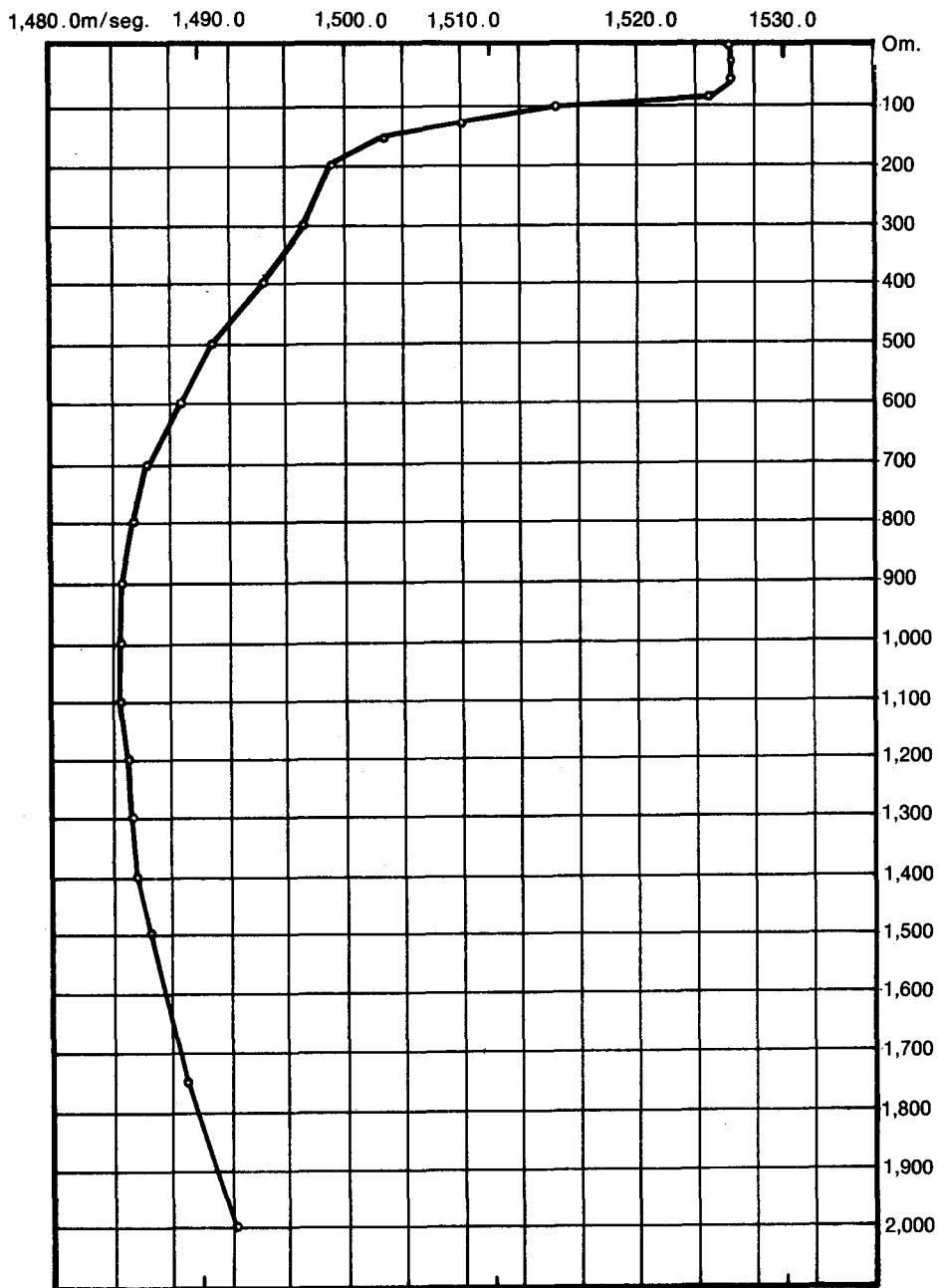


Fig. 1-19. Variación de la velocidad de propagación del sonido en el mar respecto de la profundidad.

Para proyectar un muelle u otra estructura que ha de resistir el embate de las olas, es preciso tener un conocimiento apropiado del relieve del fondo que va a guiar las olas. En la segunda Guerra Mundial, con motivo del planeamiento de desembarcos en playas desconocidas, los oceanógrafos de los Estados Unidos realizaron el análisis inverso: a partir de series de observaciones aéreas de las olas que llegaban a las playas dedujeron mapas topográficos de los relieves submarinos.

Las ondas luminosas y sonoras también se desvían hacia la zona en que la velocidad de transmisión es mínima. Las luminosas tienen dificultad para pasar del agua hacia el aire, donde se propagan más rápidamente. Las ondas sonoras en el mar tienden a transmitirse al nivel de mínima velocidad, hacia los mil metros de profundidad. Si en el aire hay inversión de temperatura, también hay capa de mínima velocidad de transmisión, nivel hacia donde se propagan los sonidos.

Hemos visto algunas ondas que se transmiten por la superficie del mar. Además de éstas existen otras que viajan a cincuenta, cien o más metros de profundidad al nivel de la termoclina. Su justificación la encontramos si pensamos que las ondas de superficie son oscilaciones producidas en la superficie de separación entre dos fluidos: aire y agua de distinta densidad. Haciendo una experiencia en un recipiente con agua y una capa de aceite encima, también se originará ondas fácilmente. Algo parecido sucede en el mar al nivel de la termoclina, que separa agua superficial relativamente caliente del agua más fría y por tanto más densa. Estas ondas se llaman ondas internas y son importantes para las operaciones acústicas y submarinas.

Poco vamos a decir aquí sobre las mareas, las que tienen una oscilación relativamente pequeña frente a nuestras costas.

El sonido se propaga comparativamente muy bien en el agua; lo hace más velozmente que en el aire. Por otra parte, la propagación del sonido en el agua es más eficiente que la de la luz, ya que no pierde la energía de oscilación tan rápidamente como aquélla. El sonido resulta, pues, la herramienta más útil para percibir objetos en el seno del agua.

Su velocidad de transmisión no se afecta —de modo sensible— por las variaciones de salinidad que se presentan en el mar peruano. Lo que determina dicha velocidad es la temperatura y la presión, creciendo con el aumento de cualquiera de ellas. Si observamos cómo cambia la velocidad, desde la superficie hasta el fondo a lo largo de una línea vertical, veremos disminuir la velocidad en las capas superiores debido a la disminución brusca de la temperatura. Más abajo, el cambio de temperatura es tan pequeño que se hace sentir el aumento de presión (*Fig. 1—19*). De este modo, aparece un nivel de mínima velocidad, a una profundidad casi constante, de cerca de mil metros.

Capítulo II

ASPECTOS GENERALES DE LA CIRCULACION OCEANICA

Antes de describir los movimientos del agua en el Sistema de las Corrientes del Perú, puede ser útil ver algunos aspectos generales de la circulación en gran escala, junto con ciertas interpretaciones teóricas acerca de las causas que originan dichos movimientos.

Este tipo de comentarios incluye, en primer lugar, fundamentos teóricos sobre los procesos dinámicos y, en segundo lugar, se procura dar un repaso a los nombres más utilizados para designar las masas de agua de acuerdo con la profundidad y la ubicación geográfica que las caracteriza. Habrá lectores que estén sobradamente familiarizados con el tema y no necesitarán repetir su lectura. También habrá lectores que no estén interesados en la fundamentación teórica; a estos últimos se les recomienda leer, al menos, la segunda parte. Esto equivale a decir que, lo que viene a continuación, es materia que con frecuencia se trata de modo resumido en apéndices; sin embargo se ha preferido incluirlo con detenimiento dentro del cuerpo mismo de la descripción de nuestro mar debido al creciente interés por este conocimiento que continuamente atrae a personas que lo estudian por primera vez.

1. FUNDAMENTOS DE LOS PROCESOS DINAMICOS

Respecto de los fundamentos teóricos, sería muy deseable poder conocer todas las características de las corrientes marinas y sus fuerzas directrices por medio de una teoría exacta y completa. Esta teoría poseería unas leyes particulares de las que se podrían deducir las características de las corrientes: luego, el hombre podría, con medios apropiados de observación, comprobar que la teoría estaría de acuerdo con los hechos observados.

El estado actual de los conocimientos oceanográficos está bastante lejos de ese ideal. No solamente por falta de leyes apropiadas para describir de un modo exacto y sencillo el comportamiento dinámico del océano, sino también por falta de apropiadas técnicas de observación. Los estudios están basados en un número relativamente pequeño de observaciones; son muy escasos los lugares donde se toman medidas en alta mar de un modo continuo. Las conclusiones se fundan sobre los datos tomados por medidas realizadas en puntos distintos a diferente hora.

Esta insuficiencia del conocimiento humano actual no se limita al campo de la oceanografía, donde, por otra parte, el ritmo de los conocimientos va aumentando rápidamente, especialmente en los últimos tiempos. La forma de progreso es, muchas veces, por medio de tanteos donde la imaginación juega un importante papel en la tarea de tratar de reproducir las características que se descubren en la naturaleza. Vamos a ver algunos ejemplos de estos tanteos, comenzando por ciertos casos que no pertenecen al campo de la oceanografía.

2. *MODELOS USADOS PARA ESTUDIAR EL MOVIMIENTO DE LOS FLUIDOS*

Una obra de ingeniería en gran escala, como un puerto o una gran irrigación, debe estudiarse de forma que no aparezcan contratiempos desagradables después de finalizada la construcción. Por eso, con frecuencia se hacen en el laboratorio modelos a escala reducida, donde se analizan las diversas fuerzas y los movimientos que estarán presentes en la obra de tamaño natural, esto es, en lo que se conoce como "prototipo". Cualquier defecto que se descubra en el modelo reducido, se puede prevenir en el prototipo de tamaño natural con gran ahorro económico. Así se hace también para diseñar una máquina de máximo rendimiento.

El ingeniero que diseña el modelo reducido de una turbina, quisiera que todas las fuerzas y las dimensiones del modelo tuvieran una misma relación con las de la máquina prototipo: que su altura fuera, por ejemplo, la décima parte y lo mismo su anchura; igualmente, si una fuerza se ha reducido a cierta parte de la del prototipo, que todas las demás tengan la misma reducción. Sin embargo, surgirán grandes dificultades para conseguir esa proporcionalidad entre las fuerzas del modelo y las del prototipo. Algunas fuerzas, como el peso, dependientes del volumen, se reducirán en proporción de uno a mil (en el modelo con décima parte de longitud, anchura y altura), de no cambiarse la densidad de los materiales. Otras, al depender de un área, tomarían (en el modelo citado) un valor de la centésima parte del prototipo. Otras dependen de cierta velocidad, planteando a los constructores difíciles problemas. Las soluciones de proporcionalidad de fuerzas les obligarán a hacer modelos cuyas dimensiones no están a escala con el original.

Para superar las dificultades de tener las fuerzas del prototipo representadas adecuadamente en el modelo, los constructores estudian cuidadosamente si es necesario tener en cuenta todas. Si las que son verdaderamente importantes están en número reducido, se puede fabricar un modelo en el que éstas sean exactamente proporcionales a las fuerzas que van a actuar

en la turbina de tamaño natural. Las demás fuerzas se desprecian. Puede ocurrir que, después de hecha la selección de fuerzas y construido el modelo de laboratorio, su funcionamiento no represente adecuadamente al del prototipo: esto querrá decir que alguna de las fuerzas despreciadas debió haberse tenido en cuenta. El caso de concordancia de operaciones, induce a creer que las suposiciones hechas por los constructores eran correctas.

El conjunto de fuerzas que actúa en el funcionamiento de una máquina se puede representar también por medio de un sistema de ecuaciones; es decir, se puede formar un modelo matemático del juego de dichas fuerzas. Lo mismo se puede decir de las fuerzas que intervienen en el flujo de un fluido o en mil otros fenómenos. Ahora bien, los fenómenos de la naturaleza tienen una variedad tan rica en detalles que no resulta posible duplicar en el modelo, matemático o de laboratorio, todas sus características. Aquí también hay que recurrir a modelos idealizados que tengan en cuenta solamente las fuerzas más importantes para conseguir el equilibrio.

El modo de operar consistirá generalmente en el concurso de tres actividades: la observación, la elaboración de una teoría y el experimento de laboratorio. La observación de los fenómenos naturales ayuda a formular una teoría que explique los aspectos observados; esa teoría incorpora solamente las características que el investigador supone son fundamentales y sirve para construir un modelo más controlable que el fenómeno original.

Los resultados de la observación en el modelo le deben servir para desarrollar nuevas ideas y preguntas que pueden tratar de resolverse con una más cuidadosa observación del fenómeno natural; de ahí surgirá un motivo que haga introducir modificaciones en el modelo. Existe el peligro de contentarse con una teoría y un modelo demasiado simplificados que tienen alguna concordancia con lo que ocurre en la naturaleza, mientras existe otra posibilidad de explicación más completa basada en una teoría y un modelo diferentes.

3. *ALGUNOS MODELOS REPRESENTATIVOS DE CORRIENTES OCEANICAS*

La teoría de modelos, matemáticos y de laboratorio, se ha utilizado para el estudio de las corrientes marinas. En unos, se hace actuar al viento como fuente principal de la energía de movimiento, por medio del esfuerzo tangencial de arrastre que ejerce en la superficie del mar; en otros, se representan las fuerzas directrices de movimiento como originadas por los desiguales calentamientos y enfriamientos, causando hundimientos

del agua más densa en ciertas áreas y otros movimientos compensatorios. Estos dos modelos, el gobernado por la acción del viento y el relacionado con intercambios de calor, ilustran dos tipos de circulación marina en gran escala: la circulación dirigida por el viento y la circulación térmica.

La circulación térmica recuerda el proceso mediante el cual una máquina térmica transforma la energía calorífica en energía de movimiento. El hecho de que la fuente calorífica se halle en la parte superior del mar —al contrario de la atmósfera que se calienta principalmente desde abajo— hace que la conversión de energía por medio de conducción de calor y de mezclas resulte lenta, con lo que esta “máquina” posee un rendimiento muy bajo.

Existe otro proceso que produce alteraciones de la densidad superficial y hundimientos de masas de agua de un modo muy semejante al del proceso térmico que comentamos: se trata de los cambios de salinidad superficial motivados por evaporación y lluvias; esto nos podría llevar a tratar de una circulación halina o, lo que es más frecuente, incorporarla con la circulación térmica para formar la circulación termohalina.

Hace un siglo estuvieron en boga debates, incluso públicos, acerca de si la circulación oceánica dependería en mayor grado de la acción de los vientos o era principalmente de origen termohalino. Actualmente se procede con mayor cautela: existen fenómenos en el mar que han sido reproducidos con un modelo gobernado por el viento; también con otro modelo regido por gradientes térmicos sin intervención de los vientos.

Sin embargo, existen casos en que una teoría produce resultados que encajan tan perfectamente con los hechos observados, que la mayoría de los investigadores llegan a admitir dicha teoría como la más probable. Encontramos un ejemplo en el modelo teórico de Sverdrup (1947), mencionado en el capítulo primero, acerca del caudal total de las corrientes superficiales en el Océano Pacífico Oriental, calculado a partir del esfuerzo de tracción que el viento realiza en la superficie del mar. Posteriormente gracias al trabajo de Munk (1950), Hidaka (1949), Stommel (1948) y otros, se produjo una generalización de dicha teoría, dando lugar a una circulación marina dirigida por el viento, que abarca todo el océano y en la que se aprecian muchos detalles de la capa superficial; es decir, dentro del primer medio kilómetro de profundidad, en concordancia con datos de las corrientes obtenidos mediante otros métodos.

4. *TEORIA DE WALTER MUNK*

El modelo matemático que utilizó Munk (1950) para representar la circulación marina superficial dirigida por el viento,

consistió en una idealización, tanto de la forma del océano, como del modo en que se suponía actuaba el viento sobre la superficie del mar. De este modo, pudo obtener unas ecuaciones matemáticas cuya solución fuera asequible. En la *figura 2—1* se representa el resultado de la circulación correspondiente al océano idealizado (de forma rectangular) sometido a la acción de vientos de sentido exclusivamente zonal (de dirección este-oeste). Una solución, incluyendo también vientos de sentido meridional, fue hallada asimismo por Munk, y su representación difiere de este esquema solamente en un refuerzo de las corrientes meridionales del lado derecho (oriental) de la figura.

La figura muestra muchas coincidencias con la distribución de las corrientes presentadas en la *lámina 1—1* del capítulo primero. Aunque en dicha lámina no se aprecia suficientemente, existe una notable intensificación de las corrientes en las márgenes occidentales de los océanos (Corriente del Golfo y Corriente de Kuroshio), especialmente en el hemisferio norte, al mismo tiempo que el centro del giro anticiclónico de las corrientes marinas queda desplazado hacia el oeste con relación al centro del giro de los vientos, lo que resulta muy bien representado en el esquema de la *figura 2-1*.

El desplazamiento de los núcleos de circulación marina anticiclónica hacia el oeste, como se ve en la figura, coincide con una intensificación en las corrientes de la parte occidental de los océanos (lo que justifica altos valores de la velocidad, que llegan hasta los 3 nudos en la Corriente del Golfo y en la de Kuroshio), mientras que en la parte oriental de los océanos (como es el caso de la ubicación de la Corriente del Perú, donde la velocidad generalmente no alcanza a un nudo) existe una relativa debilitación. El fenómeno de intensificación en el occidente ya había sido representado en un modelo matemático anterior realizado por Stommel (1948), en el que se mostraba que su causa es la variación que experimenta el valor de la fuerza de Coriolis en lugares de distinta latitud geográfica, como veremos enseguida.

Un modo de reforzar la teoría que sustenta el modelo matemático de Munk, en el cual el caudal total superficial resulta producido por la acción del viento, consiste en construir un modelo de laboratorio que funcione en condiciones semejantes de fuerzas directrices y de movimientos resultantes. William von Arx realizó estos experimentos en un tanque giratorio, donde se representaba un hemisferio terrestre y en el que las fuerzas productoras de las corrientes procedían de chorros de aire. La distribución de las corrientes se hacía visible utilizando tintes de distintos colores para distinguir el agua más ligera (más cálida, con color azul) del agua más pesada (más fría, con color rojo).

ASPECTOS GENERALES DE LA CIRCULACION OCEANICA

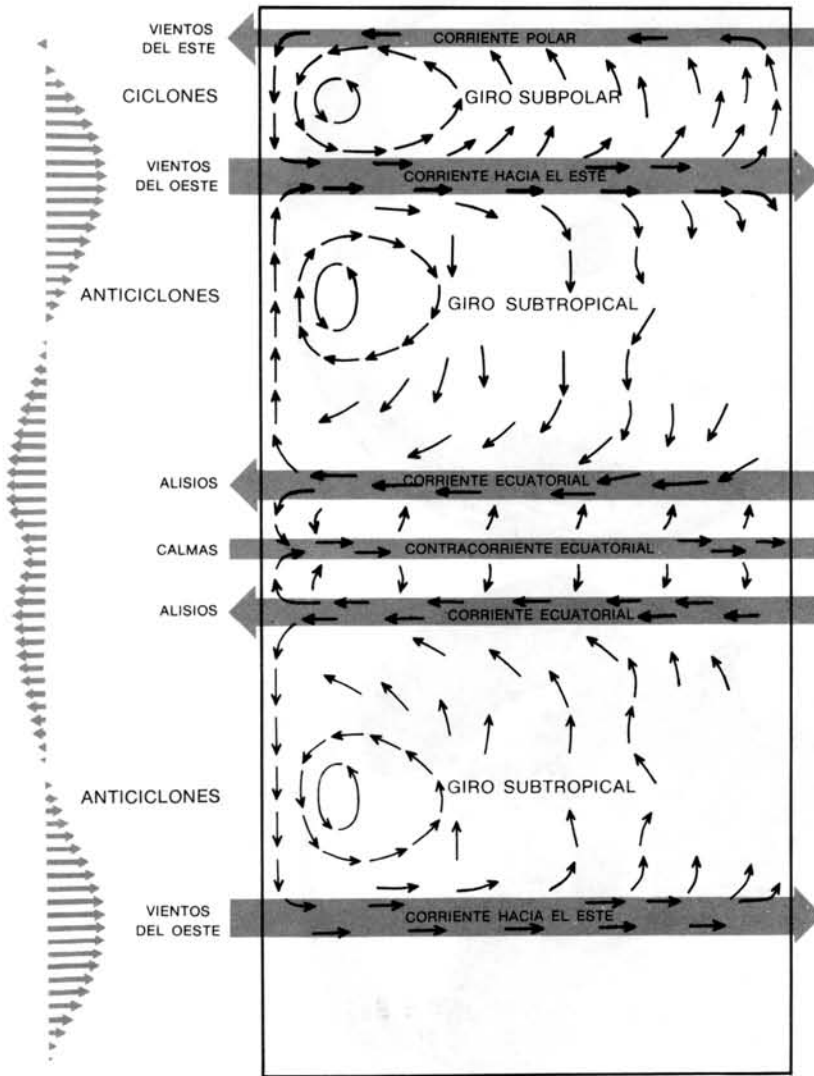


Fig. 2-1. Océano idealizado, de forma rectangular y sometido exclusivamente a fuerzas horizontales producidas por el viento, como se muestra con las flechas anchas y grises. Las flechas negras representan la circulación. Las velocidades relativas aproximadas de los vientos superficiales se indican a la izquierda (Munk, 1955).

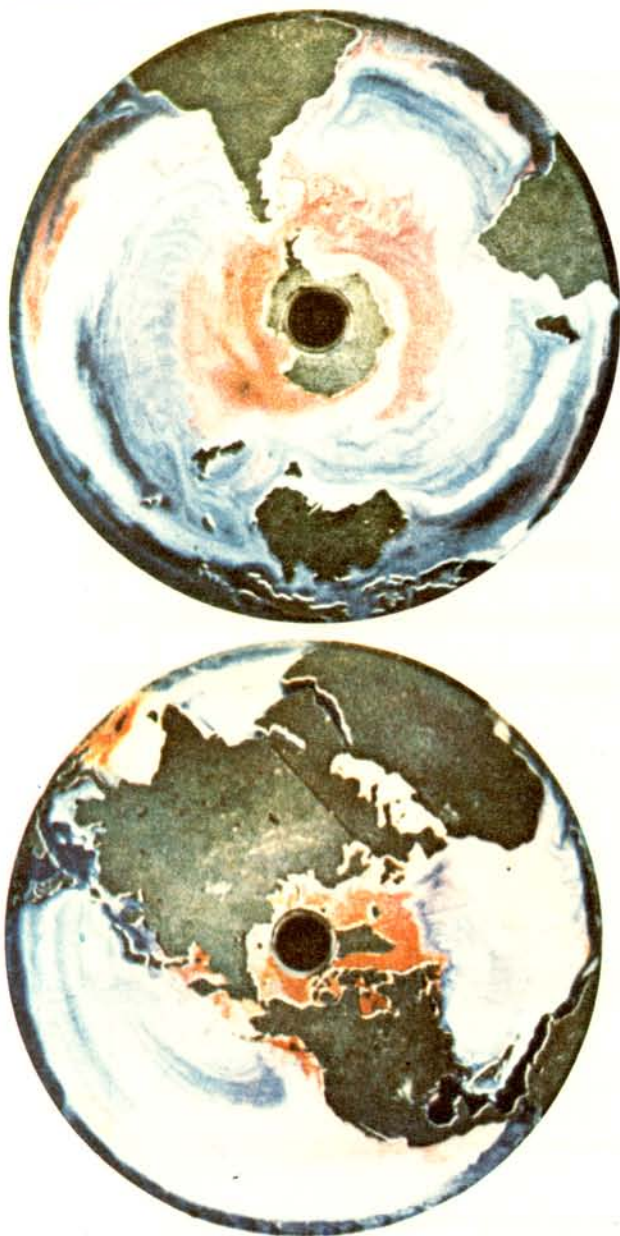


Fig. 2-2. Topografía de los modelos en tanques giratorios, correspondientes a la circulación marina en los hemisferios norte (arriba) y sur (abajo). Las distribuciones de los tintes de color rojo y azul se han logrado por medio de vientos zonales (*Science and Technology*, febrero 1966).

Los resultados fueron satisfactorios. En la *figura 2—2* se muestran fotografías de modelos de laboratorio representando la circulación en los hemisferios norte y sur; se aprecia que, aunque esté lejos de ser un modelo a escala del original de la naturaleza, presenta muchos aspectos coincidentes. Es de advertir que el convenio de colores, para distinguir el agua fría de la caliente, no es el mismo que el que se usa en los demás dibujos presentados en otros capítulos, donde el rojo indica temperatura alta y el azul temperatura baja. En la figura se destaca la Corriente Circumpolar Antártica fría y las corrientes cálidas del Golfo y Kuroshio.

La importancia relativa del viento, como agente generador de corrientes, comparada con la de los gradientes termohalinos, podría todavía seguir siendo tema de discusión, ya que existen en el océano efectos que podrían haber sido producidos tanto por una como por otra causa; sin embargo, no se le dedica mayor atención debido a que, como señaló Carl-Gustav Rossby, la naturaleza de las fuerzas directrices del océano es un asunto de mucho menor importancia que la de su distribución. La afirmación de Rossby no será bastante evidente mientras no se encare la circulación global del océano, y no sólo la superficial, desde un punto de vista apropiado.

5. TEORIA DE EKMAN

La acción del viento puede influir sobre el movimiento de las aguas de un modo directo y de un modo indirecto. En el primer caso, produce un traslado de las aguas en la capa inmediata a la superficie, por medio del esfuerzo tangencial que ejerce sobre la superficie. Ekman realizó un estudio de este fenómeno y demostró teóricamente que el espesor de esta capa, denominada capa de Ekman, generalmente no superaba a los cien metros; esto ha sido confirmado repetidamente por medio de experimentos de laboratorio. Ekman también determinó el caudal que transporta este flujo —flujo Ekman— y su dirección, que es perpendicular a la dirección del viento (hacia la izquierda de dicha dirección en el hemisferio sur y hacia la derecha en el hemisferio norte), como se ve en la *figura 2—3*.

Conviene aclarar que no es la velocidad de las partículas individuales del agua lo que se dirige perpendicularmente a la dirección del viento, sino el caudal resultante; ya que el movimiento de las partículas tiene velocidades variables de acuerdo con la profundidad en que se encuentran. La distribución de las velocidades de las partículas situadas en una línea vertical se aprecia en la *figura 2—4*. En ella se ve que la velocidad en la superficie está desviada 45° hacia la izquierda de la dirección del viento; conforme aumenta la profundidad, va disminuyendo

el valor de la velocidad y aumentando el ángulo que forma con relación a la dirección del viento.

La dirección de la velocidad de las partículas sigue girando hacia la izquierda, hasta hacerse opuesta a la de superficie a una determinada profundidad, para la cual el valor de la velocidad se ha reducido a $1/23$ de su valor en superficie. La espiral que forman las velocidades en este diagrama se denomina espiral de Ekman.

En la parte superior de la espiral, las velocidades tienen una componente perpendicular al viento y otra en la misma dirección del viento; en la parte inferior, junto con una componente perpendicular tienen otra componente opuesta a la dirección del viento. El caudal a favor y en contra se compensan, dando como resultante un flujo perpendicular a la dirección del viento.

La desviación que sufre el flujo Ekman, con relación al curso que sigue el viento, revela la influencia de la rotación de la

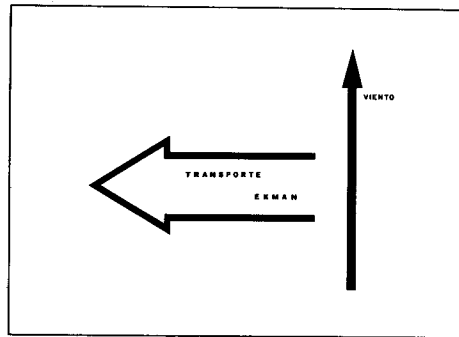


Fig. 2-3. Dirección relativa del viento y el caudal Ekman producido por él.

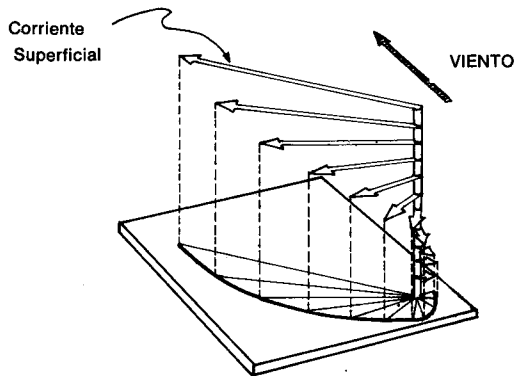


Fig. 2-4. Representación de las velocidades a los distintos niveles según la teoría de Ekman.

ASPECTOS GENERALES DE LA CIRCULACION OCEANICA

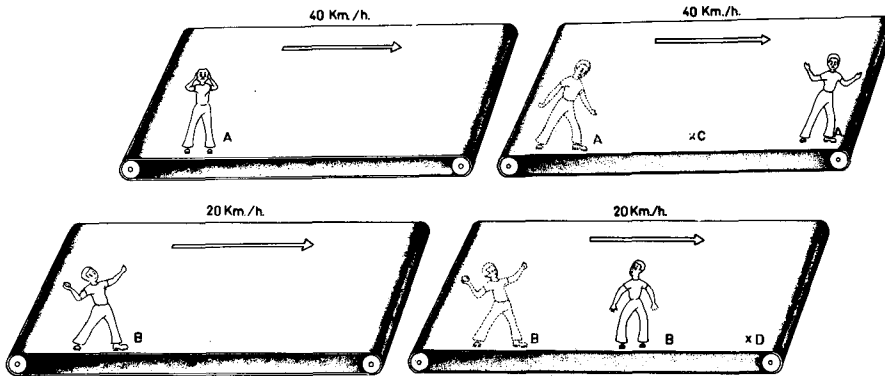


Fig. 2-5. Cintas transportadoras, moviéndose a diferentes velocidades, en dos momentos del lanzamiento de un proyectil desde una de ellas hasta la otra: en el instante de salida (a) y en el de llegada (b).

Tierra, es decir, de la conocida fuerza de Coriolis, en la capa Ekman. La fuerza de Coriolis tiene una importancia tan notable en los procesos dinámicos del mar, que vale la pena volver a ocuparse de ella. Para ir familiarizándonos de un modo progresivo, comenzaremos primeramente con un fenómeno algo parecido al que origina la aparición de la fuerza de Coriolis en los movimientos que ocurren sobre la Tierra.

6. FUERZA DE CORIOLIS

Vamos a fijarnos en el conjunto de dos cintas transportadoras con velocidades distintas, como se indica en la figura 2—5, que corren paralelas con dos observadores, A y B, sobre ellas. En el instante inicial (figura 2—5a), A y B se encuentran frente a frente y B le lanza una piedra a A perpendicularmente a la dirección de las cintas. Como A va más aprisa que B, el impacto se hace en C (figura 2—5b) y, por tanto, tratando de lograr el desplazamiento BA se produce el BC, que resulta desviado hacia la izquierda de la dirección del movimiento. Si la piedra la hubiese lanzado A sobre B, hubiese dado en D, con lo que la desviación también resultaría hacia la izquierda de uno que mira en el sentido del avance de la piedra. En todo el razonamiento estamos despreciando fuerzas de la fricción de la piedra con el aire.

Supongamos ahora que A y B están en el hemisferio sur, sobre la superficie de la Tierra en un mismo meridiano; B a los 60° de latitud sur y A sobre el ecuador. En ese caso la velocidad de A es unas 1,000 millas por hora y la de B es unas 500 millas por hora.

Entonces se lanza un proyectil desde B hacia A. Como A se mueve hacia la derecha más aprisa que B, parecería que estamos en la misma situación que con las dos cintas transportadoras y el movimiento se desviaría hacia la izquierda en lugar de seguir la dirección del meridiano.

El desarrollo del fenómeno en el caso del movimiento sobre la Tierra, se produce con una desviación más acentuada aún que la que existe en las cintas transportadoras; debido a que la piedra lanzada en el caso de las cintas no cambia el valor de la velocidad durante su trayectoria mientras que en el movimiento sobre la superficie de la Tierra sí lo cambia.

Si el proyectil lanzado desde la latitud de 60° S no cambiase su velocidad este-oeste, haría su recorrido con una velocidad de 500 millas por hora hacia el este (su velocidad hacia el norte no nos interesa ahora) hasta llegar al ecuador, donde la superficie terrestre tiene una velocidad de 1,000 m.p.h. hacia el este, con lo que, respecto del suelo, iría con una velocidad de 500 m.p.h. hacia el oeste; es decir, desviándose hacia la izquierda. El fenómeno, sin embargo, queda intensificado, por el hecho de que la velocidad este-oeste no se mantiene en el caso de un móvil (actuando solamente por fuerzas, como el peso, que cortan al eje de giro de la Tierra) corriendo a lo largo del meridiano sino que lo que permanece constante es el producto de esta velocidad por la distancia al eje de giro de la Tierra del móvil. Como en los 60° de latitud los cuerpos están a una distancia de dicho eje igual a medio radio terrestre (*figura 2-6*), la piedra llegará al ecuador con una velocidad este-oeste de valor mitad, es decir, con 250 m.p.h. hacia el este, por tanto, con relación al suelo, con 750 m.p.h. hacia el oeste.

Acabamos de comprobar cómo una velocidad, en el sentido de un meridiano, sufre una desviación causada por la rotación terrestre. También se podría demostrar cómo una componente de la velocidad en el sentido de un paralelo experimenta una desviación semejante; esto se conseguiría estudiando el equilibrio entre la fuerza centrífuga y la inclinación de la superficie terrestre o marina.

Se comprende fácilmente que se le plantearía un problema laboriosísimo al lector, situado frente al globo terrestre giratorio, si se le pidiera que averiguase las trayectorias que los cuerpos siguen sobre la superficie terrestre, mediante una composición del movimiento inicial con las variaciones que adquiere en su recorrido. Afortunadamente no es necesario abordar un problema tan complejo.

La desviación del movimiento, que se pudo calcular teniendo en cuenta el efecto de la rotación por medio de la composición de movimientos, se puede determinar también suponiendo que, en lugar de la rotación, actúa una fuerza desviante sobre el cuerpo. Este procedimiento es mucho más sencillo, ya que la

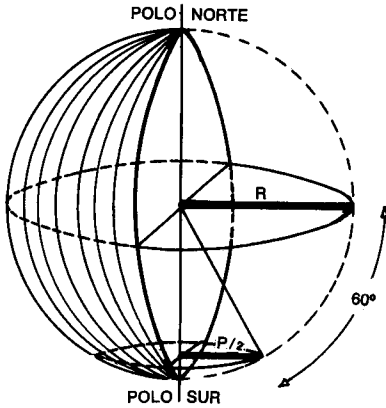


Fig. 2-6. Distancias al eje de giro de la Tierra desde dos lugares de su superficie, uno en el ecuador y otro en el paralelo de 60°.

fuerza deflectora tiene una expresión relativamente simple. Esta es la ya citada fuerza de Coriolis, cuyo valor generalmente es despreciable comparado con el peso del cuerpo sobre el que actúa y, por ello, la proyección vertical de la fuerza de Coriolis, no tiene importancia. La componente horizontal, sin embargo, produce efectos que deben ser tenidos en cuenta; en adelante, solamente nos referimos a ella.

El valor de la componente horizontal de la fuerza de Coriolis, que actúa sobre un cuerpo de masa m , moviéndose con una velocidad v , tiene la expresión: $F_c = 2m \omega v \sin \varphi$ donde ω es la velocidad angular de la Tierra y φ es la latitud del lugar que ocupa. La dirección de la fuerza es perpendicular al movimiento, esto es, a la velocidad, y el sentido está dirigido hacia la izquierda en el hemisferio sur y hacia la derecha en el norte.

Aplicando valores numéricos en la fórmula de la fuerza de Coriolis, se comprueba su pequeño valor y, en consecuencia, que sea imperceptible en la mayor parte de los movimientos. Por ejemplo, para que un cuerpo moviéndose en la latitud 12° (aproximadamente la de Lima) experimente una fuerza igual a la milésima parte de su peso, debiera trasladarse a más de 100 km/h. (La velocidad angular de la Tierra es 7.29×10^{-5} radianes por segundo).

7. AFLORAMIENTO COSTERO

Regresando al tema del flujo Ekman, podemos buscar su dirección frente a nuestras costas, para lo cual nos fijamos en la que tiene el viento que lo dirige. Recordando que el viento dominante frente a nuestra costa es aproximadamente paralelo al litoral, la teoría de Ekman justifica un transporte de agua alejándose del continente (*figura 2—7*), que habrá de ser com-

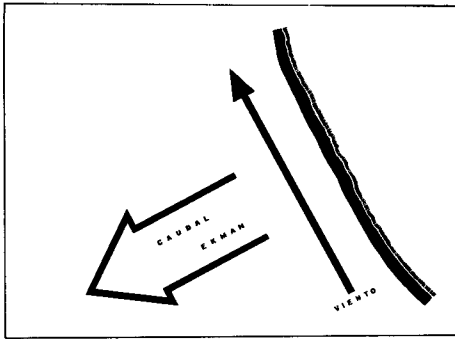


Fig. 2-7. Direcciones aproximadas del viento dominante frente a la costa peruana y del flujo Ekman causado por él.

pensado con un movimiento ascendente de las aguas, contribuyendo al afloramiento, con todas sus consecuencias físicas, químicas y, especialmente, biológicas para nuestro mar.

El flujo horizontal producido por el viento que se retira de la faja inmediata a la costa peruana, es mayor que el flujo que concurre a dicha zona; esto sucede de un modo particularmente intenso en determinados lugares de la faja costera. La divergencia de la capa Ekman, así producida en dichos puntos, debe compensarse con un flujo vertical; desde arriba mediante la lluvia o desde abajo mediante el afloramiento.

En otros lugares del océano, el flujo Ekman que llega a un punto es mayor que el flujo que se retira del mismo, produciéndose una convergencia, que provocará también un movimiento vertical de compensación, para eliminar agua por la parte superior o inferior de la capa Ekman. Como los volúmenes de agua que pueden salir de esta capa hacia arriba por medio de la evaporación son poco importantes —lo mismo se podría decir de las cantidades que pueden ingresar por medio de la lluvia—, debe existir un movimiento descendente a través del fondo de la capa Ekman allí donde ese flujo es convergente, y movimiento ascendente donde es divergente.

El intercambio vertical de flujo entre la capa Ekman y el resto del volumen de agua del océano influye en la circulación de las capas inferiores, de forma que constituye un modo indirecto en que el viento actúa sobre las corrientes en la gran masa del océano. Nótese que el espesor de la capa Ekman sólo alcanza aproximadamente a un dos por ciento de la profundidad media del mar. En la *figura 2—8* se puede apreciar una distribución media de la velocidad vertical a través del fondo de la capa Ekman en centímetros por día. Debido a que se trata del valor medio anual y a que está promediado en cuadrados de 5° de lado, no se aprecian las velocidades verticales más elevadas que corresponden a nuestras áreas de afloramiento, donde puede llegar a superar los 50 cm/día.

Teniendo en cuenta la dirección del caudal Ekman con relación al viento, y a la vista de la circulación de vientos en las

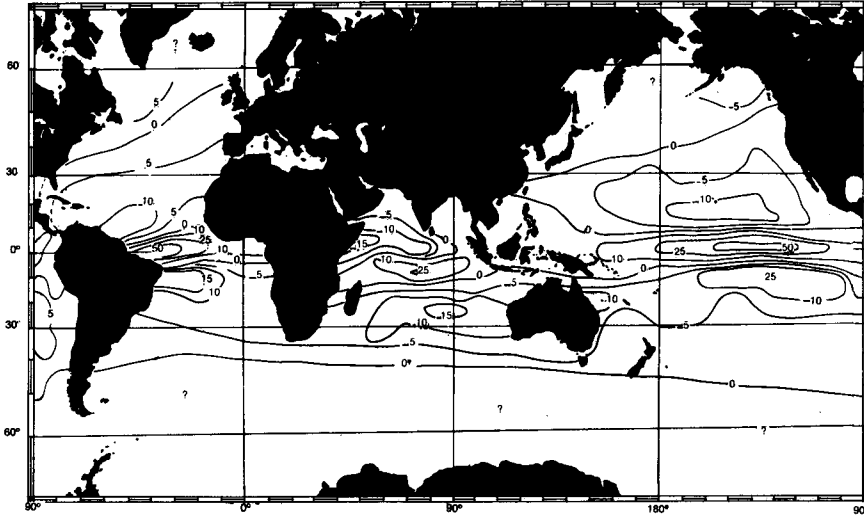


Fig. 2-8. Componente vertical de la velocidad anual media en la parte inferior de la capa Ekman. Estos valores se han calculado mediante la teoría de Ekman, utilizando los datos del esfuerzo tangencial del viento en cuadrados de 5° (de latitud y longitud). La velocidad está expresada en centímetros por día. (De "Advances in Earth Sciences" Stommel, 1965, Permiso de MIT Press).

figuras 1—2 y 1—3 del capítulo primero, la teoría predice, por tanto, que las aguas cálidas de superficie tienden a acumularse en el centro de los giros anticiclónicos; la figura 2—9 muestra que esta conclusión concuerda de un modo bastante aceptable con los hechos observados. La acumulación del agua caliente, en las partes centrales de los anticiclones, justifica asimismo que la termoclina permanente —que separa las aguas más cálidas de las más frías— se haga más profunda en dichos lugares.

La figura 2—10 muestra que este punto de vista también concuerda, en líneas generales, con las observaciones.

La acumulación del agua más cálida en el centro del anticiclón produce una situación cuya representación esquemática se aprecia en la figura 2—11: un aumento de nivel de la superficie del mar, junto con una profundización de las isotermas y de la termoclina. Conviene recordar que la anchura del dibujo tiene una longitud real de millares de kilómetros, mientras que la variación de profundidad de isotermas y termoclina es del orden de unos pocos centenares de metros. La variación de nivel de la superficie del mar es, por otra parte, del orden de un metro.

Junto a la superficie del mar (figura 2—11), se han dibujado unas flechas con la dirección del flujo Ekman convergente, que debe continuarse con un hundimiento.

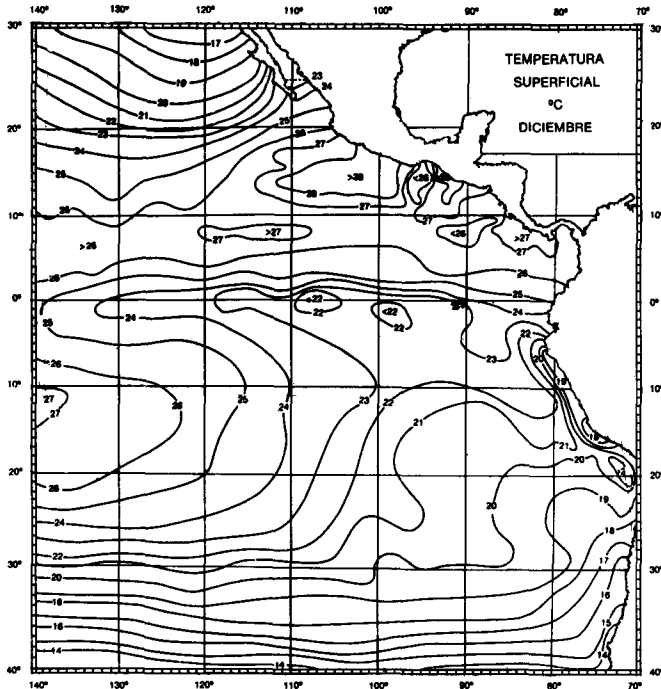


Fig. 2-9. Distribución de la temperatura media de los meses de diciembre en la superficie del mar, expresada en grados centígrados. (Wyrтки, 1964).

El cuadro descrito corresponde a una circulación exclusivamente dirigida por el viento; hay que tener en cuenta también otros efectos, especialmente térmicos, por lo que la situación pintada no representa el océano real de un modo completo. Uno de los requerimientos para que exista una distribución estacionaria de la temperatura a cierta profundidad, lleva a considerar que el flujo debe ser ascendente en dicho nivel; esto limita el mencionado hundimiento de la *figura 2—11* a una profundidad relativamente moderada; más abajo se aprecian las flechas indicadoras del flujo ascendente.

La presencia de agua relativamente cálida —más ligera—, en lugares un poco al oeste de los núcleos anticiclónicos de los vientos —por tanto, prácticamente centrados con la circulación marina— se aprecia de un modo particularmente notable en la *figura 2—12*, que muestra la distribución de las temperaturas al nivel de los cuatrocientos metros de profundidad.

A la vista de la *figura 2—11*, se puede comprobar que, donde la temperatura es más alta, la profundidad de una determinada isoterma generalmente es mayor. Lo mismo se puede decir de la profundidad de las isopícnas (líneas de igual densidad); ya que la densidad depende estrechamente de la temperatura.

ASPECTOS GENERALES DE LA CIRCULACION OCEANICA

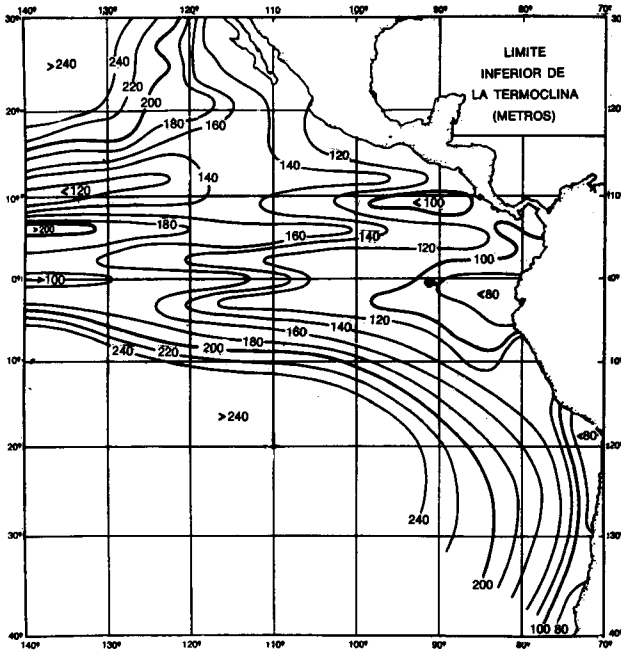


Fig. 2-10. Profundidad del límite inferior de la termoclina, en metros dada por la profundidad a la que el gradiente de temperatura se hace menor que $0.3^{\circ} \text{C}/10$ metros. (Wyrski, 1934).

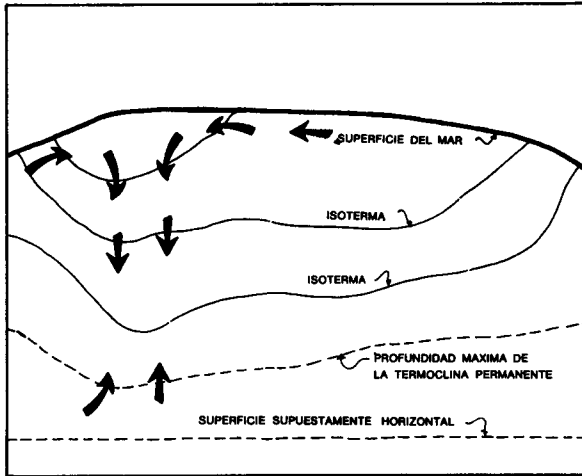


Fig. 2-11. Esquema de las inclinaciones relativas de la superficie del mar, de tres isotermas y de la termoclina permanente. Se supone que la superficie sin movimiento horizontal es una superficie horizontal. Las escalas están muy distorsionadas.

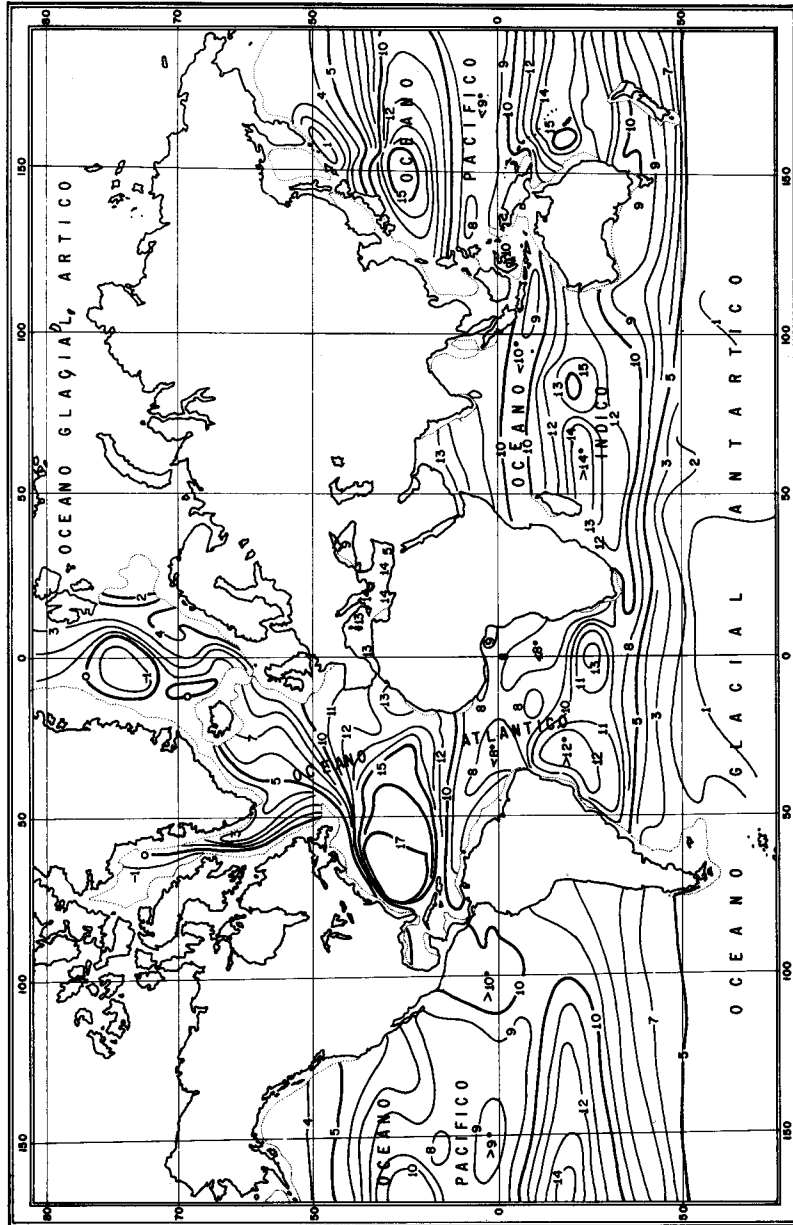


Fig. 2-12. Distribución de temperatura a los 400 metros de profundidad. (Schott, 1924).

Todos estas consideraciones acerca de la distribución de la temperatura y de la densidad, tienen importancia debido a la correlación que existe entre la distribución de la densidad y la circulación marina. Veremos esta dependencia al tratar del equilibrio de fuerzas del flujo geostrófico.

Sabemos que en la capa Ekman hay un movimiento, el flujo Ekman, iniciado por el esfuerzo tangencial del viento en la superficie y suponemos que la fuerza de Coriolis produce algún efecto en su movimiento. Al analizar cuáles son las fuerzas equilibradas en el interior de este flujo, Ekman encontró compatible con las observaciones que fueran la fuerza de Coriolis y la que procede de la fricción interna del agua las que se equilibran en el plano horizontal. Ahora bien, esto sucede en una capa de cincuenta o cien metros de espesor, donde puede existir flujo procedente de otros orígenes; cabe preguntarse qué sucede en el resto de la gran masa que llena las cuencas oceánicas.

Esa gran masa está sometida a movimientos verticales del agua que proceden del viento de modo indirecto (a través de las convergencias y divergencias del flujo Ekman) y debido a procesos de hundimientos y ascensos por flotabilidad relativa, motivados por la variación de densidad del agua, que originan los contrastes de temperatura y contenido de sal, es decir, los procesos termohalinos. Importan más, para el flujo en este gran volumen, los lugares donde se producen los movimientos verticales que distinguir si su origen es termohalino o procede del viento.

8. FLUJO GEOSTROFICO

Supongamos que a cierta profundidad, existe un plano horizontal en el cual la presión es prácticamente constante. Como la presión en la superficie del mar también es constantemente igual a la presión atmosférica, y ésta varía en menor proporción que las variaciones producidas por diferencias de altura de agua, la diferencia de presiones entre la parte superior y la inferior de las columnas AA'' y BB'' (*figura 2—13*) es la misma. El aumento de presión entre esas dos superficies es proporcional a la altura y a la densidad de la columna. Donde la densidad de la columna es baja, la altura debe ser mayor; por consiguiente, el nivel del mar debe ser mayor hacia los núcleos de la circulación marina anticiclónica (desplazados hacia el oeste con relación el viento), como se ve en la *figura 2—14*.

Existe un método para calcular corrientes, que se aplica también en la capa inmediata a la superficie, complementando al flujo Ekman en dicha capa. Se le denomina método geostrófico y ha resultado ser de una exactitud aceptable en muchas ocasiones. Su nombre deriva de las palabras griegas que significan

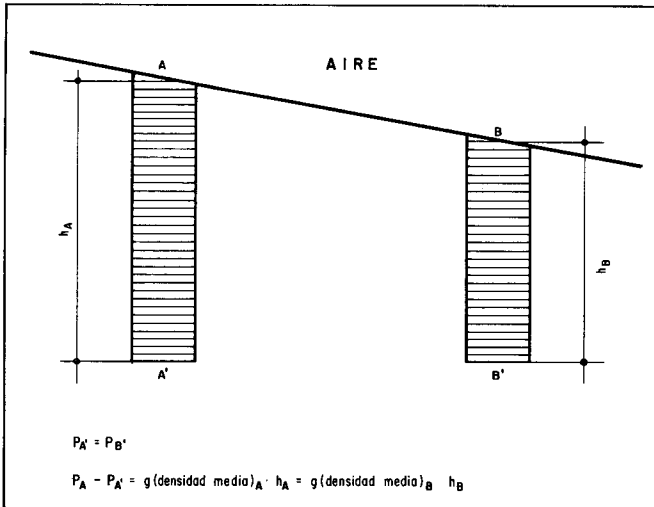


Fig. 2-13. Desnivel existente en la superficie del mar (o en otra superficie isobárica) entre dos lugares A y B, que se hallan sobre dos columnas de agua de distinta densidad, suponiendo que la línea A' B' es una superficie isobárica horizontal.

“Tierra” y “giro”, debido a que interviene en él la fuerza de Coriolis. El método geostrofico resulta de suponer que las únicas fuerzas que deben considerarse para el equilibrio de esta masa de agua en movimiento, son tres: la fuerza de la gravedad, la de Coriolis y la producida por la presión (ésta se puede calcular conociendo la distribución de densidades por medio de la temperatura y la salinidad).

En la figura 2—15 se representa un cilindro C_1 , sobre el que actúan las tres fuerzas mencionadas. Como el eje del cilindro es paralelo a la superficie del mar (a lo largo de la cual la presión es constante, es decir, es una superficie isobárica), la presión P_A de la cara A y la Presión P_B de la cara B producen fuerzas de la misma intensidad, anulándose recíprocamente. Siempre que consideremos el equilibrio dentro de una superficie isobárica, solamente hemos de considerar dos fuerzas: la de la gravedad y la de Coriolis. A lo largo, pues, de la línea A—B se debe equilibrar la proyección de la gravedad sobre la línea AB con la fuerza Coriolis. Como la línea AB es casi horizontal, el valor de la fuerza de Coriolis que actúa sobre ella es prácticamente la componente horizontal cuyo valor hemos dado anteriormente.

Así resulta que, si una de las fuerzas es grande, la otra también. La de Coriolis crece con el valor de la velocidad: la proyección de las fuerzas de la gravedad, por otra parte, crece con la inclinación de la superficie isobárica respecto de la horizontal.

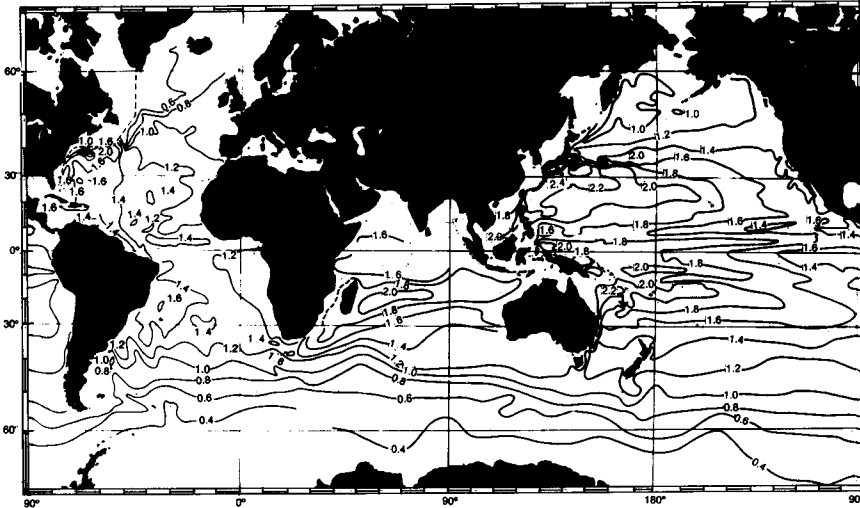


Fig. 2-14. Nivel de la superficie del mar, en metros, sobre un nivel de referencia arbitraria. (De "Advances in Earth Sciences" Stommel, 1965. Permiso de MIT Press).

Cuanto mayor sea la velocidad, en la superficie del mar por ejemplo, más inclinada estará la superficie. Conociendo, pues, la inclinación de una superficie isobárica se deduce la velocidad geostrofica en esa superficie.

La inclinación de las superficies isobáricas se da del mismo modo que se usa para indicar el relieve de un terreno por medio de un plano topográfico en el que se indican las líneas de igual altura. Ejemplos de mapas topográficos del nivel de las aguas, los encontramos en las *figuras 1—6* y *1—7* del primer capítulo, donde se representan las líneas de igual nivel gravitatorio en la superficie del mar y en las profundidades aproximadas de cien y doscientos metros, respectivamente. Las líneas de nivel contiguas de esas tres figuras (que sirven para indicar las líneas de corriente) tienen diferencias de altura aproximadamente igual a dos centímetros. La citada *figura 2—14* muestra una topografía semejante para la superficie del mar en toda la extensión de los océanos.

Si tomáramos un cilindro horizontal, como el C_2 de la *figura 2—15*, encontraríamos que la proyección horizontal de la fuerza de Coriolis se equilibra con la diferencia de presiones entre sus dos caras; esto equivale a decir que la diferencia de presiones determina el valor de la fuerza de Coriolis, es decir, la velocidad. Dependiendo la presión de la densidad, podemos decir que existe una relación entre el flujo geostrofico y la distribución de la densidad, aunque no podamos decir que dicha distribución produce el flujo.

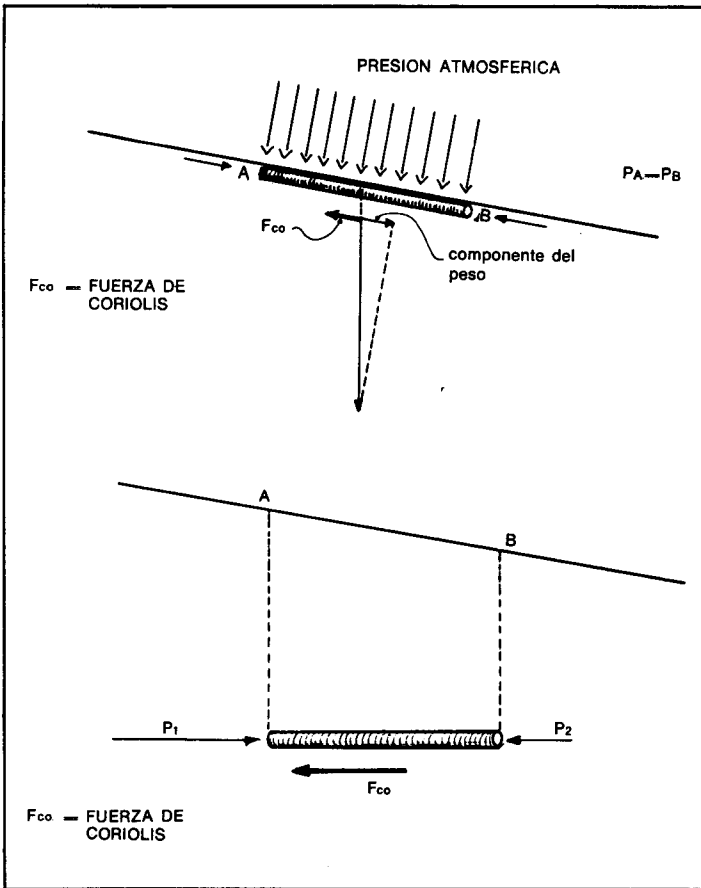


Fig. 2-15. Equilibrio de fuerzas actuantes sobre un cilindro C_1 (con su eje en la dirección de una línea isobárica) y sobre un cilindro C_2 (con su eje en una línea de nivel).

El flujo geostrófico, superficial, pues, está dirigido de forma que tenga, en el hemisferio sur, el nivel más elevado de las aguas a su izquierda, lo que casi equivale a decir que aguas relativamente cálidas estarán a la izquierda de las corrientes en el hemisferio sur. La distribución de densidad (y temperatura) adquiere así un valor como indicadora de la circulación de corrientes. Una gráfica de la profundidad a la que se encuentra la parte inferior de la termoclina permanente, presenta una extraordinaria analogía con la circulación en nuestro mar. (Véase figura 2-10).

La circulación en el Océano Pacífico viene bien representada con la distribución de la profundidad a la que se halla una superficie de densidad aproximadamente constante e igual a 1.0268, como se ve en la figura 2-16 dibujada por Reid (1965);

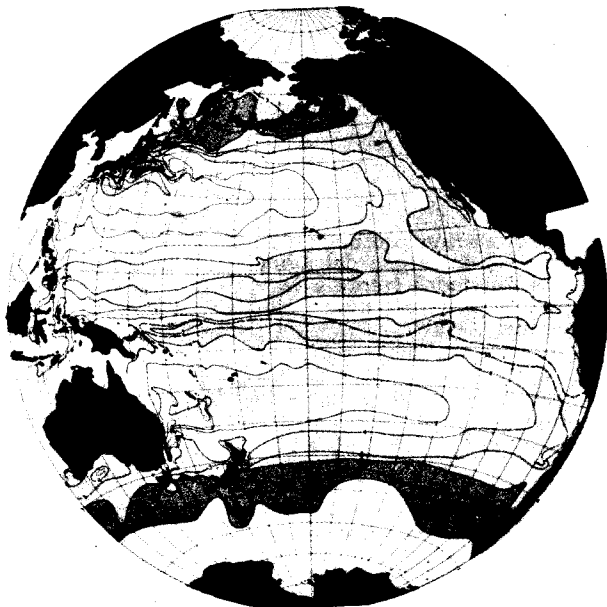


Fig. 2-16. Profundidad de una superficie de densidad constante ($\sigma_t=26.81$) en el Océano Pacífico. (Reid, 1965).

de un modo análogo, se estudia la circulación por medio de la graficación de una isoterma, como lo hacen Zuta y Mejía (*figura 2-17*) con la isoterma de 15°C .

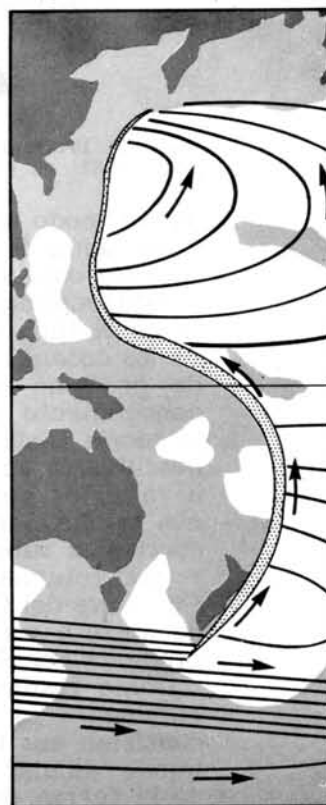
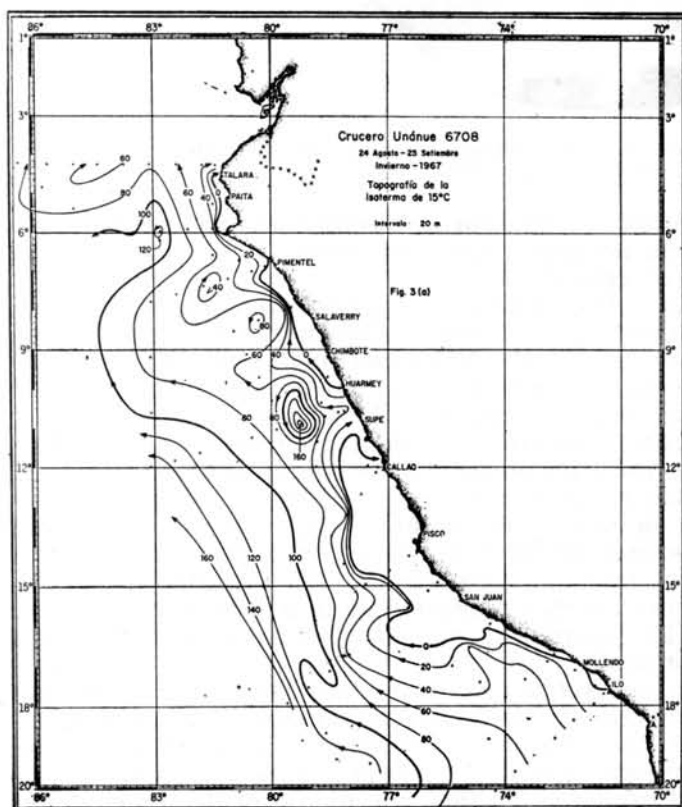
Adicionalmente al flujo Ekman y al geostrófico, es muy importante el flujo intenso que ocurre en las márgenes occidentales de los océanos no sólo en su nivel superficial, sino en el profundo, predicho este último por Stommel (1958). En un campo del conocimiento tan complejo como el de la circulación oceánica, la teoría trata generalmente de justificar procesos que se han descubierto en la naturaleza, pero generalmente no se adelanta a vaticinar hechos no descubiertos. Una de las pocas excepciones consistió en la teoría de Stommel de la que se deducían corrientes submarinas en las márgenes occidentales del océano y concretamente, una contracorriente situada debajo de la Corriente del Golfo y dirigiéndose en sentido contrario, es decir, de norte a sur. La *figura 2-18* muestra la circulación profunda predicha por Stommel.

Como resumen se podría decir que las aproximaciones más empleadas al considerar las corrientes marinas estacionarias consisten en: (a) un flujo aproximadamente geostrófico que se puede calcular en todo el océano (excepto cerca del ecuador donde la fuerza de Coriolis se anula) por medio de la distribución

Fig. 2-18. Representación de la circulación profunda de los océanos, según Stommel. Los puntos de origen del agua profunda son los círculos negros señalados frente a la costa sudoriental de Groenlandia y cerca del mar Weddell en la Antártida. (Stommel, 1958).



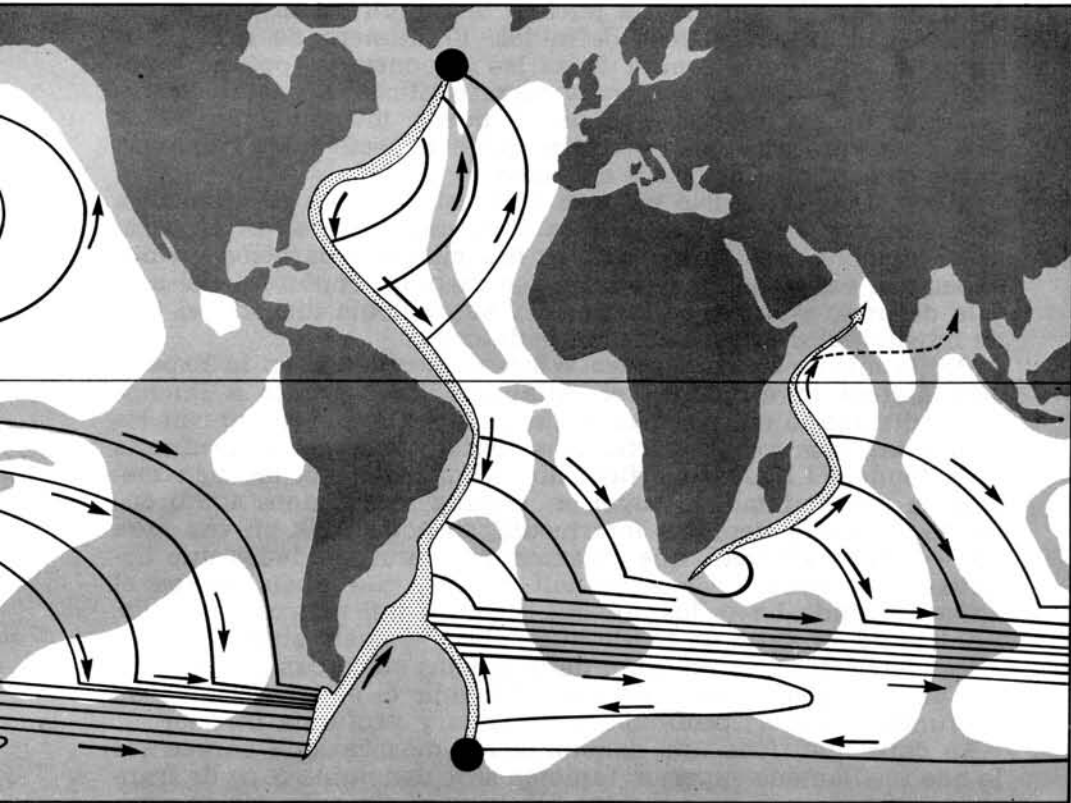
Fig. 2-17. Profundidad de la isoterma de 15°C con flechas indicadoras del curso de las corrientes. (Zuta, 1968).



ASPECTOS GENERALES DE LA CIRCULACION OCEANICA

de densidades; (b) un flujo Ekman superficial producido por el esfuerzo tangencial del viento en la superficie, debiéndose quizá considerar también otra capa Ekman en el fondo, originada por la fricción con el suelo submarino (aquí también entra la fuerza de Coriolis y, por tanto, la imposibilidad de aplicar la teoría de Ekman en las inmediaciones del ecuador); y (c) unas corrientes rápidas, estrechas, en las márgenes occidentales de los mares, como es el caso de la Corriente del Golfo en la superficie y de la corriente submarina que fluye debajo de ella. Las corrientes subsuperficiales volverán a ser comentadas al tratar de la distribución de las masas de agua.

Se comprende que hay innumerables aspectos de la circulación marina que han sido pasados por alto, desde lo relativo a fenómenos transitorios que hacen cambiar el rumbo e intensidad de las corrientes con el transcurso del tiempo, hasta fenómenos particulares de zonas limítrofes con los continentes o circulaciones a escala menor.



9. DESIGNACION DE LAS MASAS DE AGUA

Las masas de agua se reconocen, como hemos visto, por medio de sus temperaturas y salinidades. Generalmente se designan utilizando dos nombres: uno referente al lugar de ubicación o de procedencia geográfica y otro que se refiere al nivel en que se encuentran.

Las masas de agua de las capas más profundas, generalmente ocupan áreas más extensas que las de niveles superficiales, estando relacionadas en todo el ámbito de los océanos, de forma que el estudio de las que se encuentran frente a la costa del Perú a grandes profundidades debe realizarse teniendo en cuenta lugares distantes, especialmente las cercanías de la Antártida, donde se forman las aguas de fondo del Océano Pacífico.

10. LOS DIFERENTES NIVELES DEL OCEANO

En un sentido vertical se pueden distinguir varias capas del océano con características definidas. El número de capas distintas no es el mismo para todas las regiones del océano; tampoco sus espesores ni sus otras características. En estas clasificaciones de las diversas capas se puede introducir un factor subjetivo. Para procurar evitar en algo el aspecto subjetivo, abordaremos aspectos históricos del tema.

Albert Defant sugirió en 1928 que, así como en la atmósfera se distinguía entre la tropósfera y la estratósfera, en el océano se debiera considerar también esa misma separación en dos capas con esa denominación. En ese caso, la tropósfera del aire y la del mar estarían en contacto y su analogía dirigida al tipo de movimientos que caracteriza cada capa.

Por la misma época, George Wüst se encontraba en la Expedición *Meteor* investigando el Atlántico Sur. Frente a Buenos Aires distinguió cinco capas distintas, a las que designó con los siguientes nombres: superficial, superior, intermedia, profunda y de fondo. El agua superficial no alcanzaba hasta los cien metros de profundidad, la superior llegaba hasta unos 400 o 500 metros, después venía la intermedia, caracterizada en esa área por su baja salinidad, que se extendía a profundidades que llegaban a superar a veces los mil metros; más abajo estaba el agua profunda hasta los dos mil o cuatro mil metros; viniendo, finalmente, el agua de fondo que cubría el suelo submarino.

En ciertos lugares no están definidas las cinco capas; en otros, por el contrario, Wüst tuvo que subdividir el agua profunda en profunda superior, profunda intermedia y profunda inferior.

La capa que tiene una denominación más variada parece ser la que fue llamada superior: también se le denomina capa de transición, debido a que en ciertos lugares corresponde con la posi-

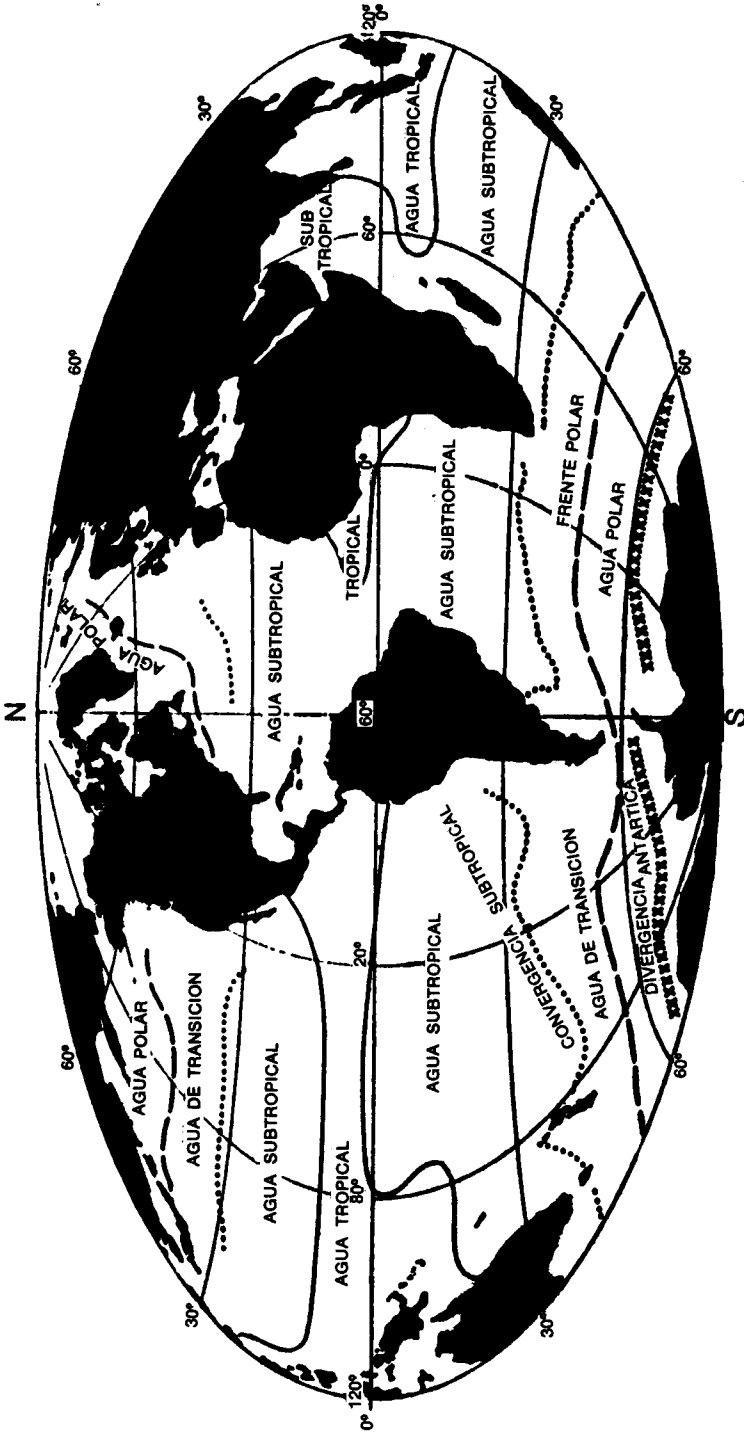


Fig. 2-19. Distribución de las principales masas de agua en la superficie del mar y de los límites entre dichas masas de agua (Wyrčki, 1968).

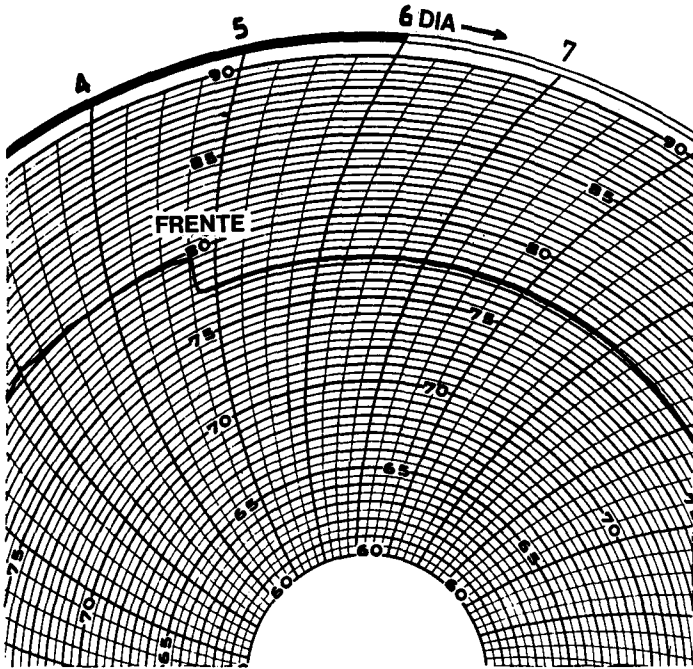


Fig. 2-20. Gradiente de temperatura superficial, en el Océano Pacifico Central Tropical, revelador de un frente. (Cromwell y Reid, 1956).

ción de la termoclina permanente; la denominación de subsuperficial se emplea también para este nivel, aunque a veces, hablando de corrientes, se use para todo nivel que no es el superficial.

11. LAS DISTINTAS AREAS GEOGRAFICAS

Un sistema simple de división geográfica consiste en atender a la mayor o menor cercanía de una zona respecto del ecuador geográfico; de ese modo se podría tener en cada hemisferio las siguientes zonas: Tropical, Subtropical, Subpolar (Subantártica si es del hemisferio sur y Subártica si pertenece al hemisferio norte) y Polar (Antártica o Artica según el hemisferio que se considere). Las líneas de división podrían ser simplemente unos paralelos de latitud determinada. Sin embargo, las corrientes marinas definen generalmente mejor las diversas zonas oceánicas y, en consecuencia, sus líneas divisorias producen una clasificación más natural, cuando se tiene en cuenta dichas corrientes y, especialmente, los frentes oceánicos. Así se hace para la *figura 2-19*.

12. FRENTES OCEANICOS

La palabra "frente" es una de las muchas que la oceanografía ha tomado prestada de la meteorología, debido a la analogía de fenómenos que frecuentemente se da entre el aire y el mar. En un estudio de Cromwell y Reid (1956) se entiende por frente "*una franja en la superficie del mar a través de la cual la densidad cambia bruscamente*". Después advierten que, "*tratándose de frentes en alta mar, donde las variaciones de salinidad son pequeñas, interpretaremos los cambios bruscos de temperatura como indicadores de cambios bruscos en la densidad*".

En consecuencia, un frente podrá ser descubierto si se registra la temperatura superficial del mar de un modo continuo. Haciéndolo así se podrá observar una lenta disminución de temperatura según se va acercando el barco a las regiones polares y, de pronto, la disminución de temperatura se hace mucho más de 100 veces más rápida que lo ordinario. La *figura 2-20* muestra el trazo de la temperatura, indicada en grados Fahrenheit sobre el registro del termógrafo de un barco que navegaba a unos 9 nudos: los números de la periferia del círculo graduado indican horas. De ahí se puede deducir que el espesor del frente era de un orden de magnitud inferior a la milla.

13. CIRCULACION EN LOS FRENTES

Existen frentes en los que se aprecian distintas manifestaciones de que se trata de una franja de convergencia de las aguas superficiales; incluso acumulación de espuma, desechos flotantes, etc. Un ejemplo de frente con flujo convergente hacia él es la Convergencia Subtropical; se comprende que en las zonas de convergencia exista un hundimiento de las aguas y, por ende, pueda ser lugar de procedencia de una masa de agua.

En la anterior *figura 2-19* hay un frente designado como Frente Polar, sin especificar si se trata de convergencia o divergencia. Este frente ha sido tradicionalmente conocido con el nombre de Convergencia Antártica; sin embargo, después se descubrió que en esos lugares se presentaban a veces manifestaciones típicas de divergencia. Un estudio de este frente condujo a Wyrski (1960) a la conclusión de que en unos casos se presentaba en esta área convergencia y en otros divergencia, dependiendo de la acción de los vientos; esto le llevó a proponer se le llamara Frente Polar Antártico. La zona comprendida entre el continente antártico y dicho frente recibe el nombre de Zona Antártica, mientras que la parte situada al norte del frente se llama Zona Subantártica.

Capítulo III

CIRCULACION Y MASAS DE AGUA EN LA COSTA PERUANA

1. MASAS DE AGUA. GENERALIDADES

La circulación en el mar peruano es una parte integrante de un flujo que comprende mayores extensiones. En sentido estricto, estando los océanos conectados entre sí, habría que tener en cuenta la circulación global del planeta para describir características del agua frente a la costa peruana. Por otra parte, el máximo interés debe centrarse en las aguas de nuestro mar.

Ante la conveniencia de remontarse a lugares lejanos, especialmente al tratar de las aguas más profundas, y la de poner todo el énfasis en el mar peruano, hay que escoger cierto término medio. Por ello, de los diversos niveles de circulación de las masas de agua mencionadas en el capítulo anterior, nos limitaremos a tratar principalmente de las capas superiores: superficial, subsuperficial e intermedia.

Sin embargo, vale la pena mencionar el agua de procedencia antártica que cubre el fondo del Océano Pacífico con temperaturas que, como máximo, alcanzan a superar ligeramente la temperatura de 1°C. Se le denomina Agua Antártica de Fondo.

Sobre el agua de fondo se encuentra una masa de agua profunda, la más abundante del Pacífico y de todos los océanos; fue bautizada por Montgomery como Agua Común, y con temperaturas entre 1° y 2°C y salinidades intermedias entre 34.6 y 34.8 por mil; comprende casi la mitad del volumen total de las aguas del Océano Pacífico. También se encuentra en las aguas profundas de las otras cuencas oceánicas, más abundante en el Indico y en las aguas que circulan en la Corriente Circumpolar alrededor de la Antártida.

La clasificación de masas de agua de Sverdrup, ya citada en el capítulo primero, es instructiva en esta consideración de las aguas profundas. En la *figura 3-1* se presenta su diagrama de temperatura-salinidad correspondiente al Océano Pacífico Sur. En ella se observan, además de los valores de salinidad y temperatura de la muestra de agua, los valores de la profundidad en metros y, en líneas transversales ligeramente curvas, los correspondientes valores de σ_t . (Un valor de $\sigma_t = 27.00$ significa que la muestra de agua a la temperatura y salinidad que tiene y a la presión atmosférica tendría una densidad de 1.027).

La ubicación aproximada de estas masas de agua se muestra en la *lámina 3-1*, en la que los cuadrados indican las regiones

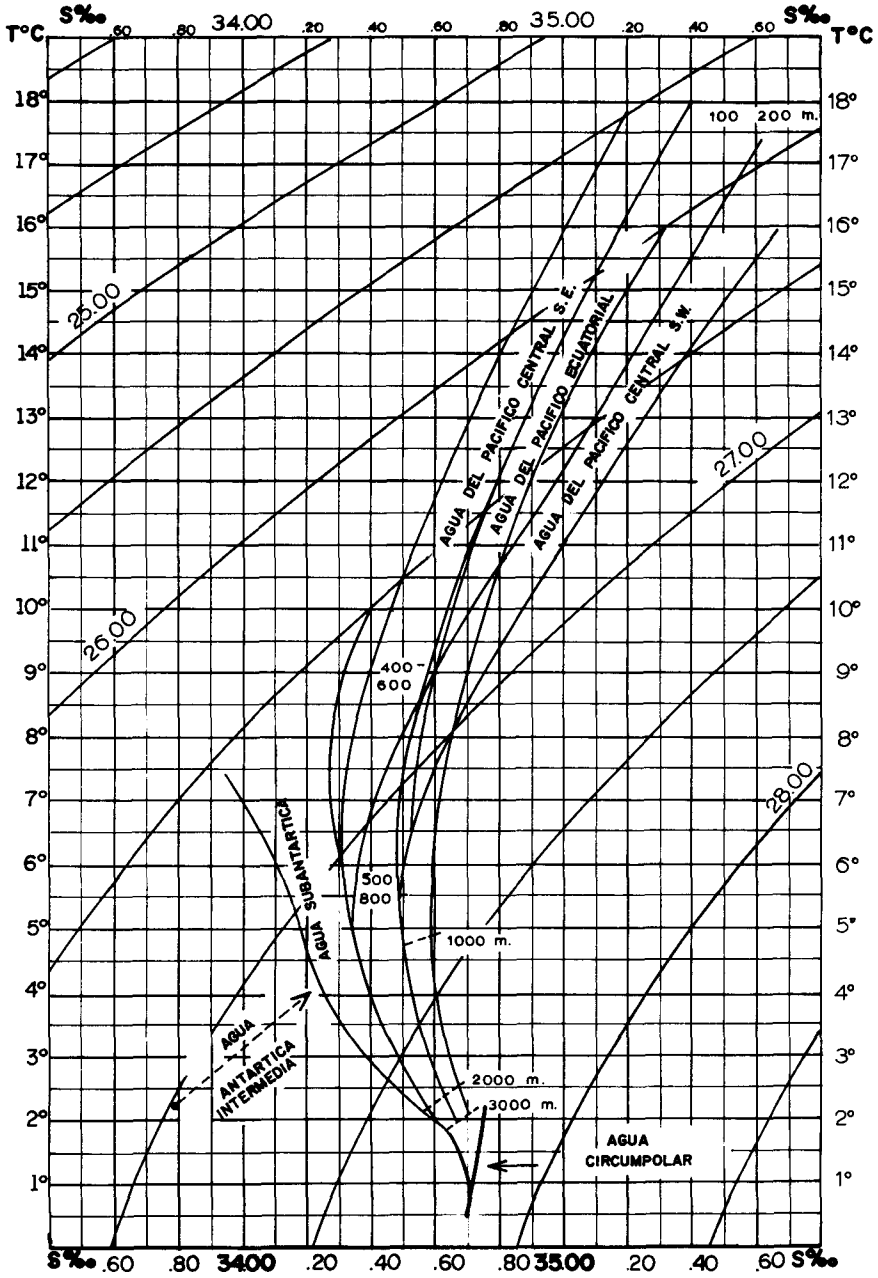


Fig. 3-1. Diagrama de temperatura-salinidad de las principales masas de agua del Océano Pacifico Sur, según Sverdrup et all (1942).

HISTORIA MARITIMA DEL PERU

de formación de las masas de agua centrales; las cruces indican líneas a lo largo de las cuales se hunden las aguas intermedias.

Al Sur de Groenlandia se aprecian dos manchas señaladas con "Agua N. A." representando los lugares de hundimiento del Agua Profunda Noratlántica. El interés de esta masa de agua radica en que el Agua Común es una mezcla de Agua Antártica de Fondo y de Agua Profunda Noratlántica.

Para apreciar cómo grandes volúmenes de agua se concentran dentro de estrechos intervalos de temperatura y salinidad, presentamos la figura 3-2, donde Montgomery (1958) clasifica el agua que se encuentra entre -2°C y 8°C de temperatura potencial y entre 33‰ y 36.5‰ de salinidad, en todos los mares. El volumen de agua excluido, por tener valores de temperatura o salinidad fuera de esos límites, es importante al considerar la capa superficial pero, en el total, solamente significa un 8 por ciento de los $137 \times 10^7 \text{ km}^3$ calculados por Montgomery para el conjunto de los océanos.

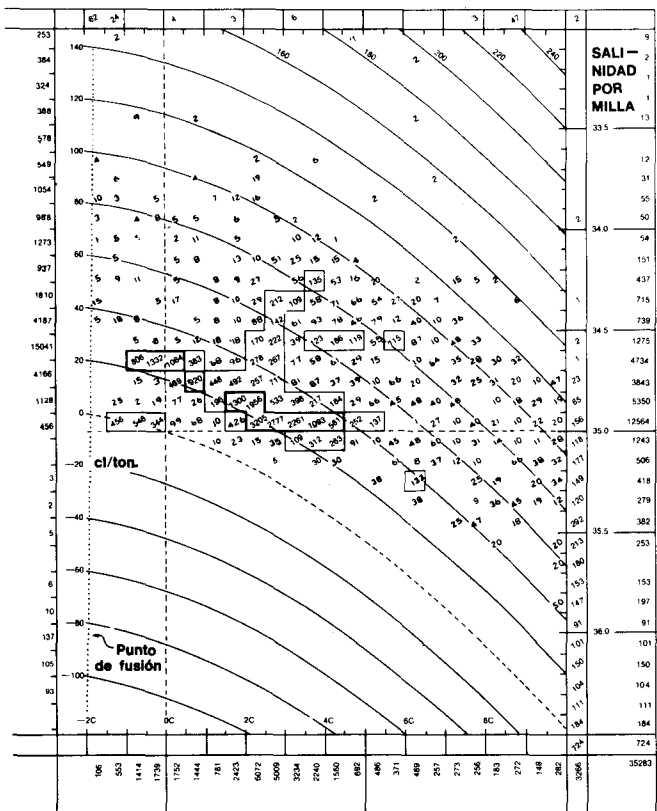


Fig. 3-2. Diagrama de temperatura potencial - salinidad entre los límites de -2°C y 8°C , 33.0‰ , y 36.5‰ , para todos los mares del mundo, según Montgomery (1958). Explicaciones en el texto.

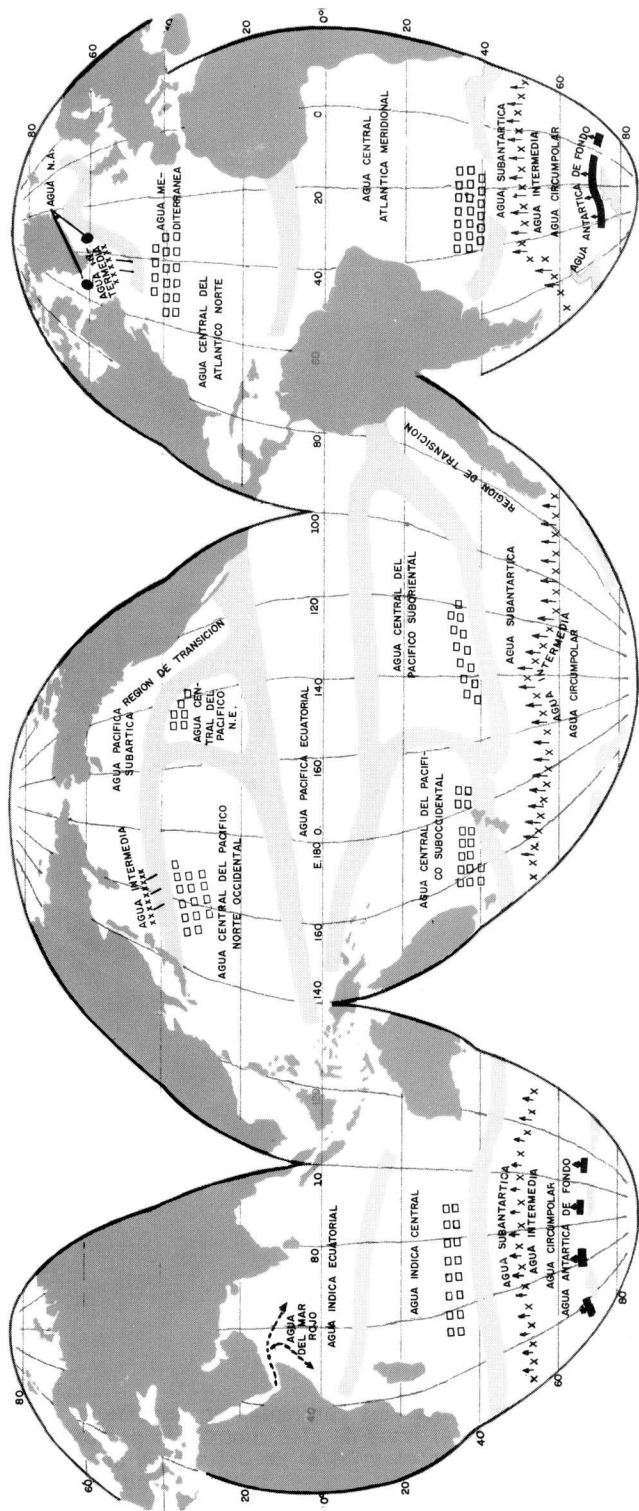
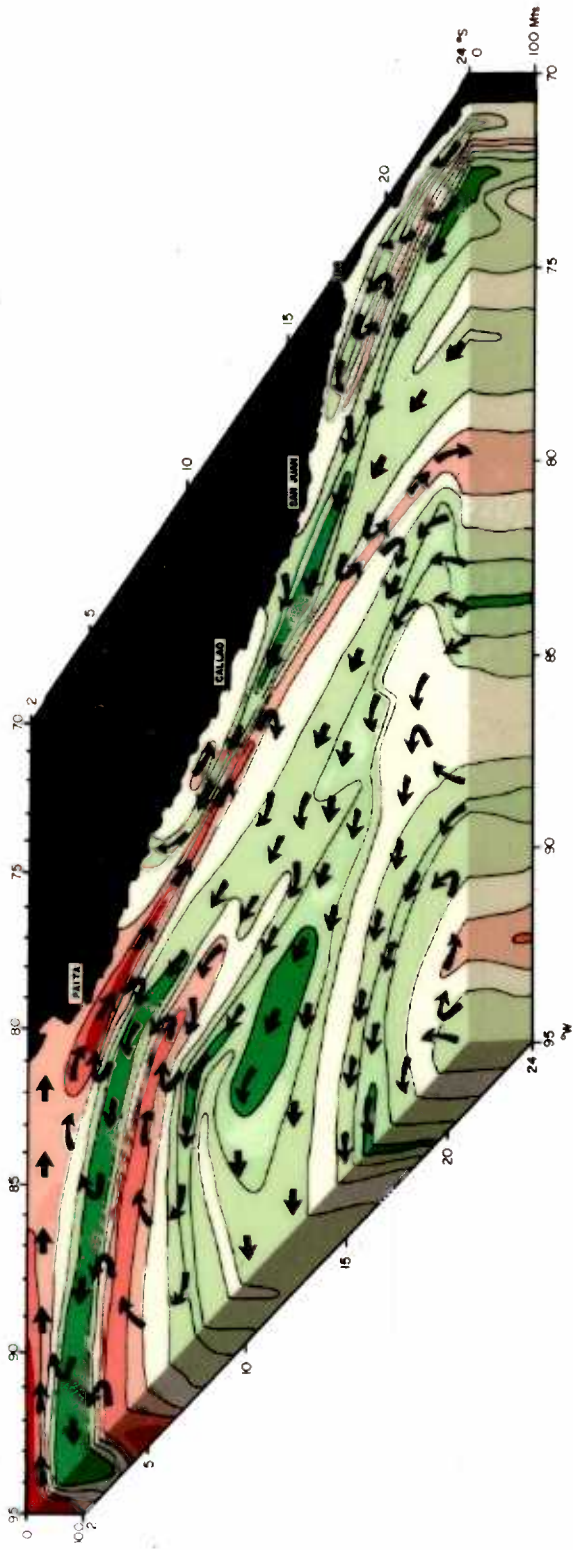
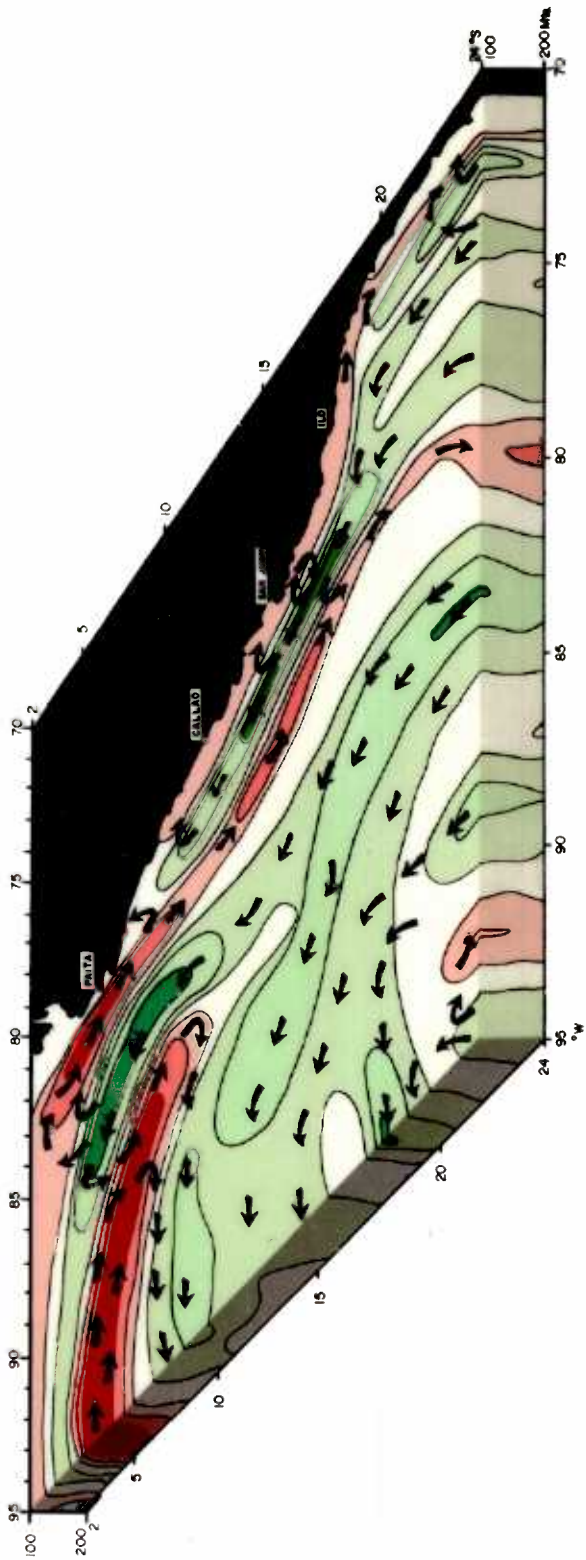
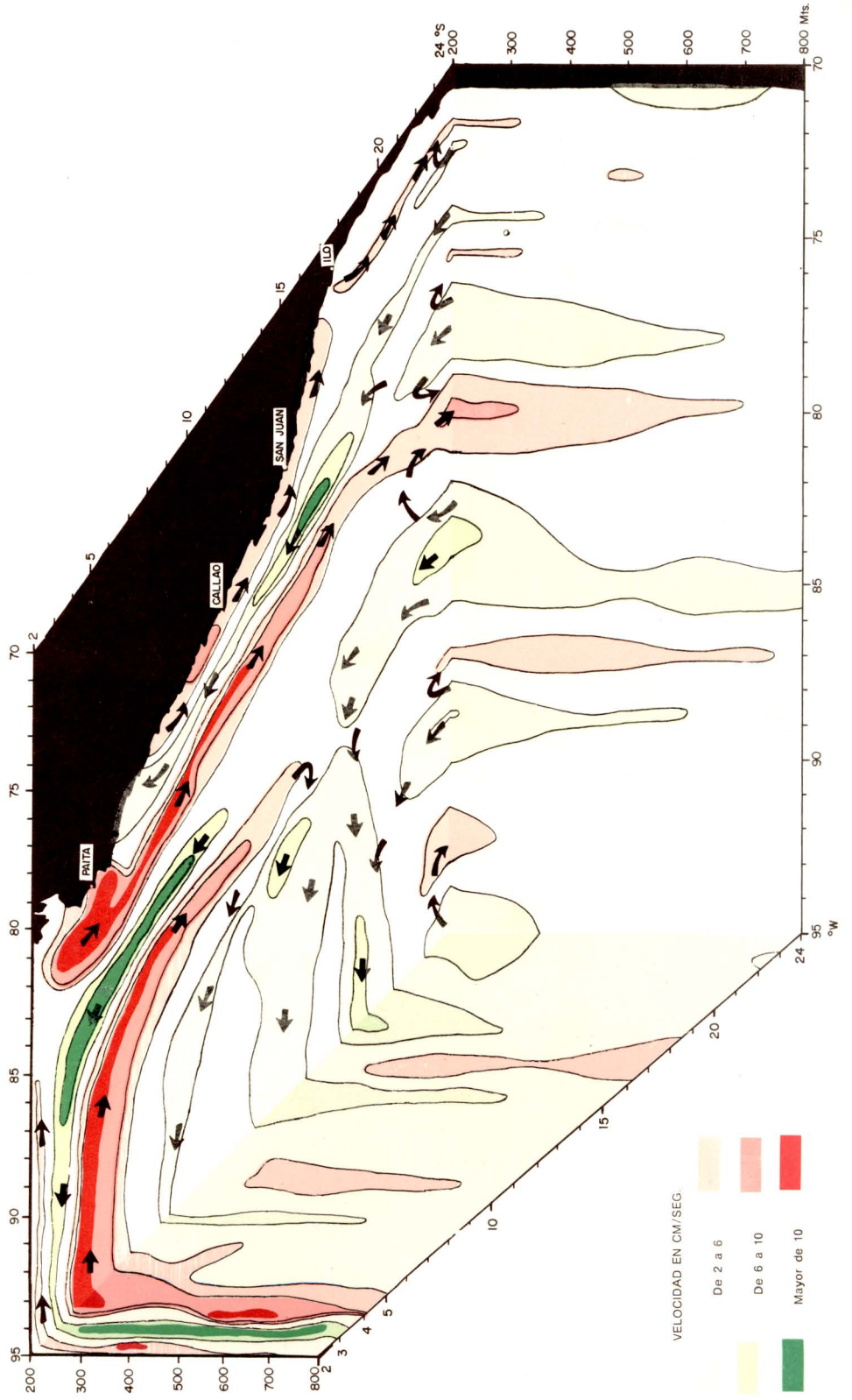


Lámina 3-II. Distribución de las corrientes en superficie y caras verticales del bloque A; en el nivel de cien metros de profundidad (levantando el primer acetato) y en el de doscientos metros de profundidad (levantando el segundo acetato). ▷







El diagrama utiliza en abscisas el valor de la temperatura potencial -cuyo valor es ligerísimamente menor que el de la temperatura que realmente posee, con la excepción del agua que se halla a grandes profundidades, dado que la definición de temperatura potencial es la temperatura que adquiriría la muestra de agua si fuera elevada hasta la superficie en forma adiabática- en °C y en ordenadas la salinidad en tantos por mil (‰).

Cada clase de este diagrama está constituida por un intervalo de temperatura de 0.5°C y el correspondiente de salinidad, de 0.1‰, constituyendo un pequeño rectángulo. El número de 10^4 m³ de agua correspondientes a cada clase es la cifra escrita oblicuamente en el lugar correspondiente a dicha clase.

El conjunto de todas las clases con volumen de agua superior 2342×10^4 m³ está dentro de una línea gruesa; la suma de esos volúmenes constituye el 50 por ciento del volumen total; siendo el volumen dentro de la línea limítrofe más fina 75% del total. Obsérvese el enorme volumen acumulado entre 1°C y 2°C, así como entre 34.6‰ y 34.8‰.

En el fondo de la figura está la suma del volumen de agua correspondiente a cada intervalo de temperatura y a la derecha la correspondiente a cada intervalo de salinidad. (0.5°C y 0.1‰ respectivamente). A la izquierda están las sumas para cada valor de anomalía potencial del volumen específico, cuyos valores van indicados en las curvas en cl/ton.

La clasificación de masas de agua que usaremos más adelante tendrá en cuenta zonas más restringidas, estudiadas con más detalle y relacionadas más cerca geográficamente, aunque veremos que el Agua Antártica Intermedia se forma en el Frente Polar Antártico.

Por ello, en la clasificación a escala más fina, no usaremos, en general, de las mismas denominaciones para los nombres de las masas de agua. Haremos, pues, una concentración semejante a la hecha con las corrientes en el capítulo primero al pasar de la *lámina 1-1* a las figuras 1-6, 1-7 y 1-8. Tampoco usaremos, por la misma razón, las mismas de la *figura 2-19*, aunque sí las del mismo Wyrski cuando analiza las masas de agua del Océano Pacífico oriental tropical. Las aguas más profundas serán las correspondientes al Agua Antártica Intermedia que raramente tendrá su parte inferior mucho más abajo de los mil metros.

2. CIRCULACION GENERAL. DISTRIBUCION DE CAUDALES

La *lámina 1-1* del capítulo primero pudo dar la impresión de que el caudal de la Corriente del Perú se convertía, después de

girar hacia el oeste, en las aguas de la Corriente Sud ecuatorial. Sin embargo, el flujo que transporta esta corriente, que limita al norte con la Contracorriente Ecuatorial, llega a valer hasta unos 60 millones de metros cúbicos por segundo. La suma de caudales de la Corriente Costera y la Corriente Oceánica del Perú difícilmente supera los 14 millones de metros cúbicos por segundo. Existe pues, la necesidad de considerar aspectos adicionales de la circulación.

La *figura 3-3* presenta la interacción de las diferentes corrientes que se relacionan en el Pacífico oriental tropical según Wyrski (1967). En ella se indican los caudales de cada una en millones de metros cúbicos (aproximadamente en millones de toneladas métricas) por segundo.

Algunos aspectos mostrados en esta figura no aparecían en la *lámina I* ni en las *figuras 1-6, 1-7 y 1-8*, como es la Corriente Submarina Ecuatorial o Corriente de Cromwell que, como toda circulación subsuperficial de esta figura, aparece señalada en trazos. Su caudal es tan elevado, 35 millones de metros cúbicos por segundo, que no hubiera sido posible equilibrar los flujos de no haberse descubierto esta corriente en 1952 por Cromwell, Montgomery y Stroup.

Los caudales consignados no son constantes a todo lo largo de cada corriente ni son fijos a través de las estaciones. La mejor aproximación se refiere al lugar de unión y ramificación de las distintas corrientes y a la época correspondiente a la segunda mitad del año (de junio a diciembre). El comentario a este esquema nos ayudará a entender aspectos de las aguas del Sistema de las Corrientes del Perú.

La variación estacional de las corrientes en el extremo oriental del Pacífico ecuatorial se refleja claramente en la ausencia de la Contracorriente Ecuatorial (que en la *figura 3-3* aparece transportando hacia el este 15 millones de toneladas por segundo) cuando la convergencia intertropical no está muy al norte del ecuador, como ocurre en el mes de abril, según se puede apreciar en la *figura 3-4*.

Las corrientes representadas en esta figura son el resultado de observaciones de corrientes superficiales de deriva realizadas por numerosos barcos durante muchos años y analizadas por Wyrski (1965) para cada mes del año. Como puede verse, la Contracorriente está ausente en los promedios correspondientes a este mes, en franco contraste con la situación retrasada para el mes de setiembre (*figura 3-5*) cuando la convergencia intertropical está más al norte, según lo indica la línea que toca la costa de América hacia los 17°N, mientras que en abril lo hacia aproximadamente unos 15° más al sur.

Las *figuras 3-4 y 3-5* sirven también para apreciar que una parte del Pacífico oriental tropical está fuera de los circuitos de las circulaciones anticiclónicas del Pacífico Norte y Sur, de

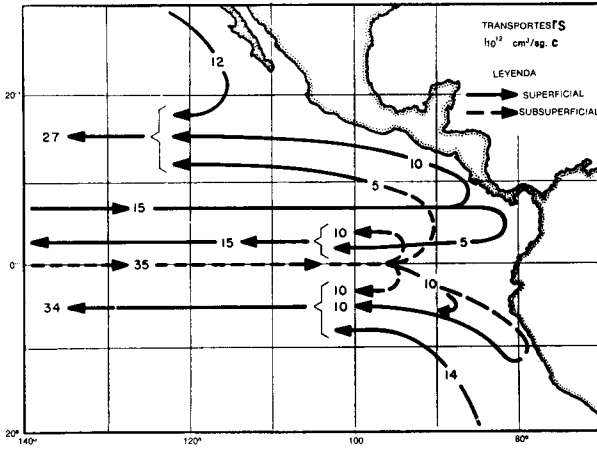


Fig. 3-3. Caudales, en millones de metros cúbicos por segundo, de las diversas ramas de la circulación correspondiente al Pacífico Oriental tropical en la época de junio a diciembre, según Wyrтки (1967).

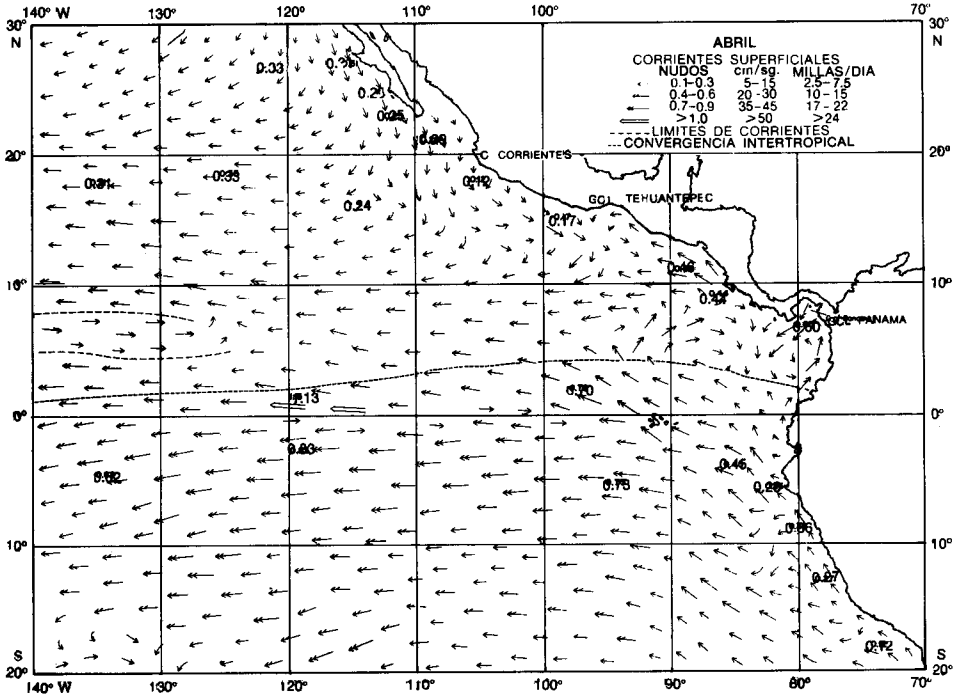


Fig. 3-4. Carta mensual de la circulación en superficie del Pacífico Oriental tropical, para el mes de abril, según Wyrтки (1965).

forma que esta área tiene una circulación peculiar y cambiante con las estaciones. El modo de obtener la resultante promedio de velocidad para usarse en estas cartas de corrientes hace que, en lugares de gran variabilidad de la dirección de las corrientes, la velocidad mensual resultante sea mucho menor que las velocidades que se observan en un momento dado. El efecto que se acaba de citar se da con menor intensidad en la Corriente del Perú, de forma que aquí el promedio no difiere tanto de los valores individuales.

Teniendo a la vista la *figura 3—5*, podemos interpretar el esquema de los caudales de las distintas ramas (*figura 3—3*). Yendo de norte a sur, apreciamos la Corriente de California penetrando en el área por el norte, con el caudal estimado de 12 millones de metros cúbicos por segundo, al que se unen 10 millones de la Contracorriente Ecuatorial y 5 millones procedentes de la Corriente de Cromwell o Corriente Submarina Ecuatorial, para formar los 27 millones de la Corriente Norecuatorial.

De los 15 millones que la Contracorriente transportaba hacia el este queda un residuo de 5 millones que se desvía hacia el

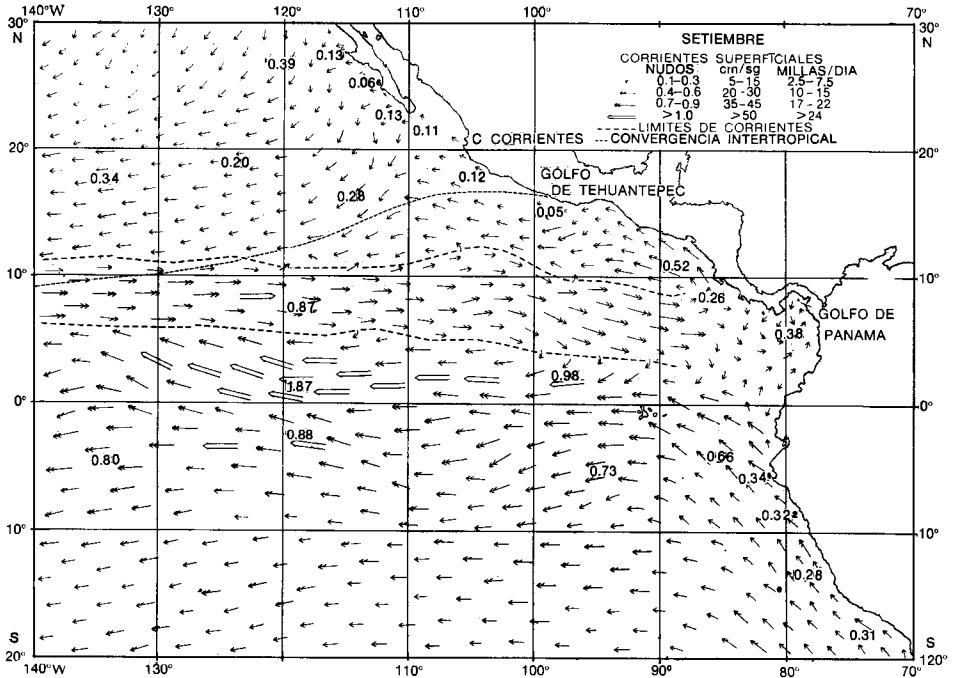


Fig. 3-5. Carta mensual de la circulación en superficie del Pacifico Oriental tropical, para el mes de setiembre, según Wyrтки (1965).

sur e integra parte de los 15 millones de metros cúbicos por segundo que la Corriente Sud ecuatorial transporta al norte del Ecuador hacia el oeste. Los otros 10 millones son aportados por la Corriente de Cromwell.

Los restantes 20 millones de metros cúbicos por segundo de la Corriente de Cromwell, sirven para intensificar el caudal del Sistema de las Corrientes del Perú desde 14 millones hasta los 34 millones, que transporta al sur del Ecuador, la Corriente Sud ecuatorial. Esta aportación se hace de modo más o menos directo, ya que parte del agua de la Corriente de Cromwell ingresa a las costas del Perú con la Contracorriente del Perú, alimenta el afloramiento al norte de los 15°S, según lo sugirió Wyrтки (1963), y posteriormente se incorpora al caudal de la Corriente Sud ecuatorial.

De esta forma resulta, para esta corriente, un total de 49 millones de metros cúbicos por segundo. El total que se traslada hacia el oeste es de 76 millones, mientras que hacia el este solamente se trasladan 50 millones, con una diferencia en la circulación zonal de 26 millones, aportados por la circulación meridional de la Corriente de California y la del Perú.

El incremento de caudal en la transición de la Corriente del Perú a la Corriente Sud ecuatorial se hace patente en la carta de corrientes de deriva del mes de setiembre (*figura 3—5*), donde se aprecia un notable aumento de las velocidades que pasan desde 0.2 a 0.4 nudos a valores superiores a un nudo.

3. ASPECTOS ESTACIONALES DE LAS CORRIENTES PRINCIPALES

La variabilidad que presentan estas corrientes respecto de las estaciones del año complica la distribución general de las corrientes de superficie. Sin embargo, Wyrтки (1965), encontró que la circulación a lo largo de todo el año se podía reducir a tres periodos fundamentales dentro de cada uno de los cuales la configuración general es básicamente la misma. La relación entre estas clases de circulación y el sistema de vientos parece muy estrecha.

Las dos últimas figuras son ejemplos de dos de dichos periodos. Uno de ellos, el que va de febrero a abril, está representado en la *figura 3—5*, y se caracteriza por la ausencia de la Contracorriente Ecuatorial, coincide con la posición más meridional de la convergencia intertropical, próxima a los 3°N. El área que en otros periodos ocupa la Contracorriente, presenta ahora movimientos hacia el oeste y el noroeste. Se observa claramente un remolino anticiclónico girando alrededor de un punto hacia los 5°N 88°W, frente a la costa de América Central. La Corriente Sud ecuatorial es relativamente débil mientras que la Corriente

de California es relativamente intensa y penetra bastante hacia el sur.

La presencia de la Contracorriente Ecuatorial está asociada con los otros dos períodos de circulación típica. Uno de ellos va desde agosto hasta diciembre y está representado en la ya citada *figura 3—4*; el otro va de mayo a julio y la *figura 3—6* muestra las características de dicha circulación correspondientes al mes de junio. En ambos casos la convergencia intertropical está hacia los 10°N o más al Norte.

En el período de agosto a diciembre la Corriente de California es relativamente débil, abandona la costa americana bastante al norte, hacia los 25°N, y abastece el agua de la Corriente Norecuatorial solamente al norte de los 20°N. Esta parece ser la circulación típica más duradera y estable.

En el período de mayo a julio la Corriente de California es intensa, penetra bastante hacia el sur, aunque no dentro del Pacífico oriental tropical, y constituye el abastecimiento principal de la Corriente Norecuatorial. Es notable, en este período, la circulación de la Corriente Costera de Costa Rica que, tomando la mayor parte del agua de la Contracorriente Ecuato-

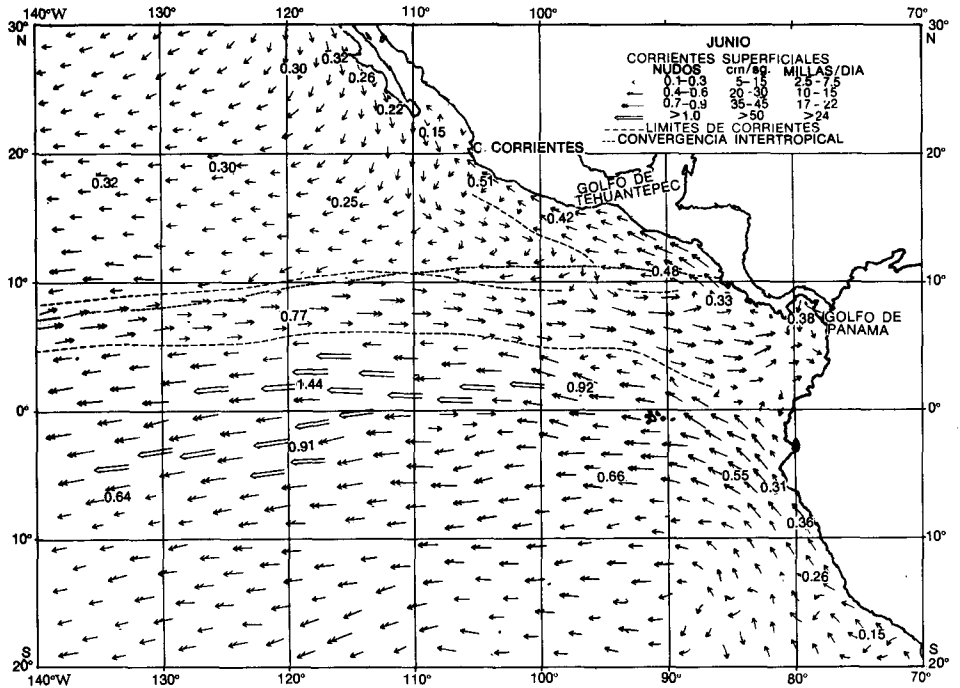


Fig. 3-6. Carta mensual de la circulación en superficie del Pacífico Oriental tropical, para el mes de junio, según Wyrтки (1965).

rial, fluye muy hacia el norte a lo largo de la costa de América Central llegando, o superando, el Cabo Corrientes.

Las tres cartas de corrientes de deriva, por tratarse de valores resultantes, obtenidos a partir de datos individuales de años distintos, no muestran características especiales o excepcionales, como podría ser el fenómeno de El Niño. En el caso de la Corriente del Perú se aprecia bastante estabilidad en la dirección de la corriente con variaciones en su intensidad; la presencia de la Contracorriente del Perú se puede apreciar en la carta correspondiente al mes de febrero en el meridiano de 80°W; esta aparición se hace sensible de modo habitual en la circulación típica que va de febrero a abril, al mismo tiempo que se aprecia una debilitación de la Corriente del Perú en esa misma época.

4. CORRIENTES PRINCIPALES DEL PACIFICO ORIENTAL TROPICAL

Las mencionadas corrientes que llegan al Pacífico oriental tropical son dignas de tener en cuenta, al tratar del Sistema de las Corrientes del Perú, porque con algunas de ellas existe intercambio de masas de agua y, en consecuencia, su estudio ayuda a conocer la procedencia de aguas que se encuentran en el mar peruano.

La Corriente de California está relativamente alejada de la circulación que afecta a la Corriente del Perú. Sin embargo, estas dos corrientes tienen una cierta simetría con relación al ecuador meteorológico y se aprecian bastantes semejanzas entre sus características más notables.

El flujo de la Corriente de California es débil, de doce millones de metros cúbicos por segundo; su velocidad media es de 0.3 nudos (15 centímetros por segundo) y, frente a Baja California, su flujo es divergente, separándose de la costa y obligando a aguas subsuperficiales a ascender a la superficie en un proceso de afloramiento semejante al que ocurre frente a la costa peruana. Por debajo del flujo general, que se dirige hacia el sur, corre una contracorriente subsuperficial hacia el norte más fácilmente detectable en la segunda mitad del año, cuando puede suceder que el flujo neto total entre la superficie y los mil metros de profundidad llegue a tener una dirección hacia el norte. La temperatura del agua es relativamente fría y su salinidad (33.5‰) inferior a la de la Corriente del Perú.

La Contracorriente Ecuatorial aparece en el esquema de la distribución de caudales (*figura 3—3*) transportando 15 millones de metros cúbicos por segundo. Sin embargo, tanto su velocidad, su anchura y su posición son variables haciendo también variable su caudal con un máximo de unos 20 millones de me-

tros cúbicos por segundo; la mayor parte de este flujo parece concentrado en los 200 metros superiores. Su velocidad es mayor que la de la Corriente de California, con valores que superan los 0.8 nudos, como se aprecia en la carta de corrientes de deriva de setiembre. Al llegar frente a la costa de América Central su flujo se divide en una parte que se dirige al norte y noroeste hacia la Corriente Norecuatorial y otra parte que se incorpora al régimen propio de la Corriente Sudecuatorial.

Durante su recorrido hacia el este, parece que la Contracorriente va tomando agua a través de su límite sur y la va perdiendo por su límite norte, de acuerdo con lo que la circulación de vientos puede sugerir, ya que éstos soplan de este a oeste y, en el hemisferio norte, deben producir un flujo Ekman hacia la derecha, esto es, hacia el norte. Dada la poca profundidad de la Contracorriente Ecuatorial, casi todo su caudal es de agua cálida con temperatura superior a los 25°C. Su salinidad, que a los 150°W es algo inferior a los 35‰ va disminuyendo según va ingresando al Pacífico oriental tropical, debido a la gran precipitación de lluvia asociada con la convergencia intertropical.

La Corriente Norecuatorial está concentrada generalmente entre los 10°N y los 25°N, entre la superficie y los 300 metros de profundidad. Transporta, en la época señalada en el esquema de caudales, unos 27 millones de m³/seg procedentes 12 millones de la Corriente de California, 10 millones de la Contracorriente Ecuatorial y unos 5 millones de aportación del afloramiento existente en el área del Pacífico oriental tropical, que transporta a la superficie agua subsuperficial suministrada aparentemente por la Corriente Submarina de Cromwell. La velocidad de la Corriente Norecuatorial es semejante a la de la Corriente de California, esto es, 0.3 nudos.

La Corriente Submarina Ecuatorial o Corriente de Cromwell fue descubierta en un crucero realizado en julio-agosto de 1952, a bordo del *Hugh M. Smith*, dirigido por Cromwell. Se hizo un análisis de una sección transversal a las corrientes ecuatoriales a lo largo del meridiano de 150°W, es decir, un poco al oeste del límite usado en las cartas de deriva mostradas. La figura 3—7 muestra las posiciones ocupadas por el *Hugh M. Smith*. Al utilizar paracaídas sumergidos, para estudiar las corrientes subsuperficiales se observó el notable resultado de que debajo del flujo hacia el oeste de la Corriente Sudecuatorial se observaba un flujo hacia el este a profundidades de 70, 100 y 200 metros.

La Corriente Submarina Ecuatorial transporta un caudal que aparentemente está sometido a pocas variaciones estacionales. A lo largo de su recorrido, sin embargo, parece experimentar variaciones en su caudal, que es de unos 35 millones de m³/seg hacia los 150°W y 140°W. Al aproximarse a las Islas Galápagos desacelera y deja de ser detectable. Al este de los 120°W trans-

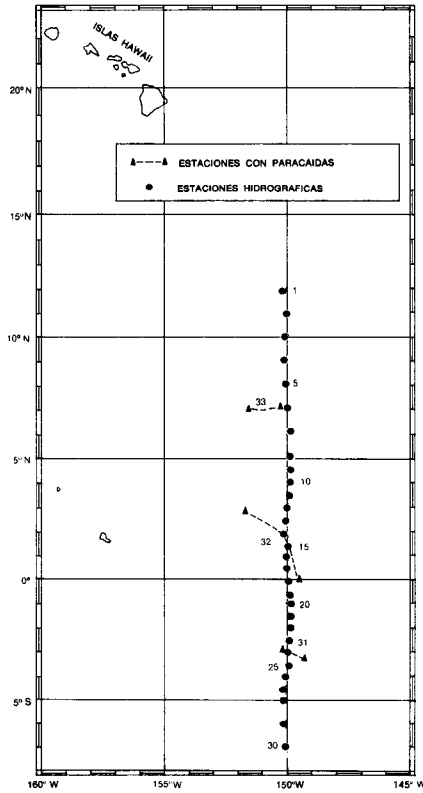


Fig. 3-7. Posiciones ocupadas en el crucero 16 del *Hugh M. Smith*, del 23 de julio (salida de Honolulu) al 29 de agosto (llegada a Honolulu) de 1952. Escala $1:25 \times 10^6$ Montgomery y Stroup (1962).

porta un agua característica con salinidades ligeramente inferiores a 35‰, a la que se puede seguir la pista hasta la costa del Perú, donde contribuye al afloramiento, y hasta el Pacífico Oriental tropical.

La figura 3—8 muestra las direcciones de los flujos calculados por Montgomery y Stroup con base en los datos de la mencionada expedición del *Hugh M. Smith*. La Corriente Submarina Ecuatorial está centrada respecto del ecuador a lo largo de su recorrido; así puede observarse en el meridiano de los 150°W.

De la misma figura 3—8 se deduce que en el núcleo de la corriente existen velocidades de 3 nudos. En el mismo color rojo (corrientes dirigidas hacia el este) se aprecia la Contracorriente Ecuatorial desde los 5°N hasta los 9°N y una corriente entre los 2°S y 3°S de menor importancia e interpretación menos clara. Más al norte de los 9°N se ve parte de la Corriente Norecuatorial.

La corriente más caudalosa de todas las ecuatoriales es la Corriente Sudecuatorial que en el esquema de caudales aparece con 49 millones de m^3/seg , transportando 34 millones al sur del ecuador y 15 millones al norte, dentro del área del Pacífico Oriental tropical. El caudal calculado por Montgomery y Stroup,

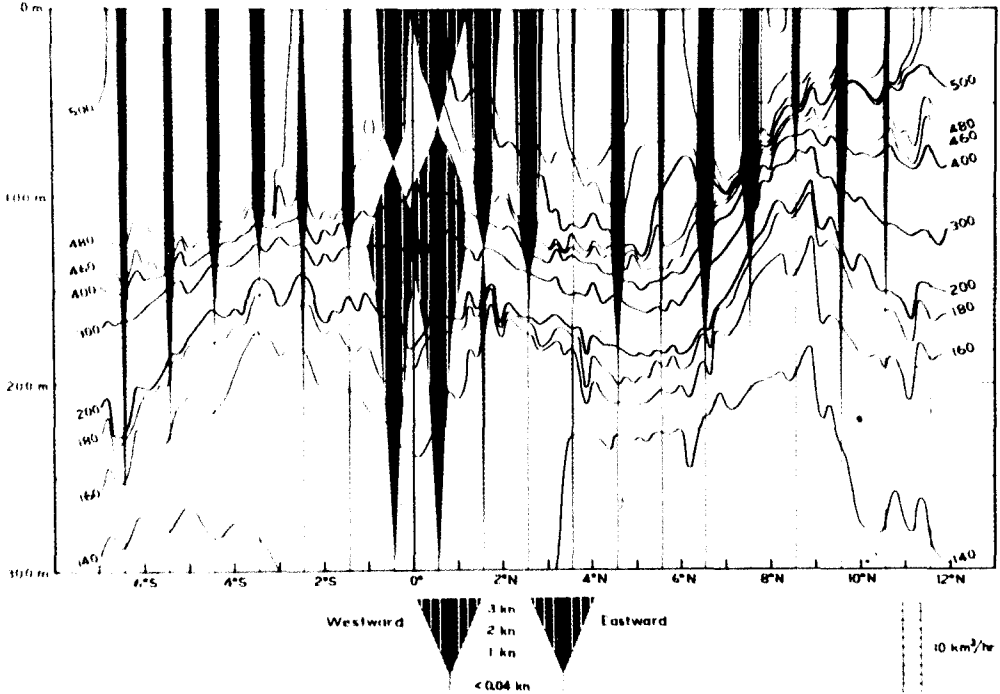


Fig. 3-8. Sección vertical a los 150°W, según las posiciones indicadas en la figura 3—7. El valor de la componente de la velocidad geostrofica en la dirección de los paralelos, respecto del nivel de 300 metros se muestra con las bandas verticales de color. Montgomery y Stroup (1962).

en la situación retratada por la *figura 3—8*, resultó de unos 32 millones de m³/seg a cada lado del ecuador con velocidades de 2.5 nudos hacia el oeste en la superficie, justamente encima de la Corriente Submarina hacia el este. En las cartas de corrientes de deriva, por el modo de ser promediadas, no hay velocidades sobre 2 nudos.

La Corriente Sudecuatorial muestra su dependencia de los vientos alisios que soplan al sur de la convergencia intertropical de varios modos; como ellos, la corriente se extiende a ambos lados del ecuador, teniendo como límite norte la parte sur de la Contracorriente Ecuatorial, hacia los 4°N, la cual bordea en su parte norte con la convergencia intertropical, como se pudo observar en las cartas de corrientes de deriva.

La Corriente Sudecuatorial aparece bastante somera en la parte que cubre la Corriente Submarina de Cromwell, como se aprecia en la *figura 3—8* correspondiente a los 150°W. Entre los 100°W y 120°W su profundidad se reduce y la Corriente de Cromwell llega generalmente a 20 metros de la superficie.

CIRCULACION Y MASAS DE AGUA EN LA COSTA PERUANA

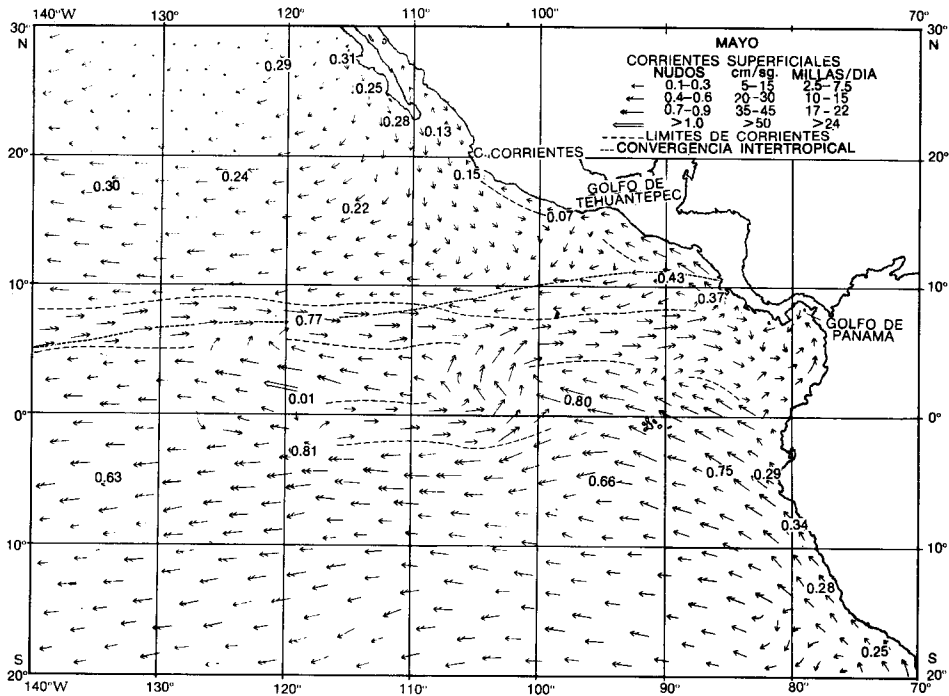


Fig. 3-9. Carta mensual de la circulación en superficie del Pacífico Oriental tropical, para el mes de mayo, según Wyrтки (1965).

En algunas épocas del año parece manifestarse otra conexión entre los alisios y la Corriente Sud ecuatorial dirigida por ellos; al disminuir la intensidad de los vientos alisios del sur, en el área comprendida entre los 100° y 120°W a lo largo del ecuador, aparecen manifestaciones de corrientes hacia el este, como si desapareciera la capa superficial somera de la Corriente Sud ecuatorial y se presentase en superficie la Submarina Ecuatorial de Cromwell. Esta situación se aprecia en la carta de corrientes de deriva del mes de abril (figura 3-4) y mucho más claramente en la correspondiente al mes de mayo (figura 3-9) época en que comienza a formarse la Contracorriente Ecuatorial.

El flujo de la Corriente Sud ecuatorial presenta divergencias a lo largo del ecuador con una ligera componente hacia el norte en el hemisferio norte y componente hacia el sur en el hemisferio sur. El flujo divergente produce un afloramiento manifestado por temperaturas menos cálidas a lo largo del ecuador. En cierta época del año esta área de afloramiento muestra una cierta continuidad de temperaturas más frías con la costa del Perú como es el caso en el mes de julio (figura 3-10).

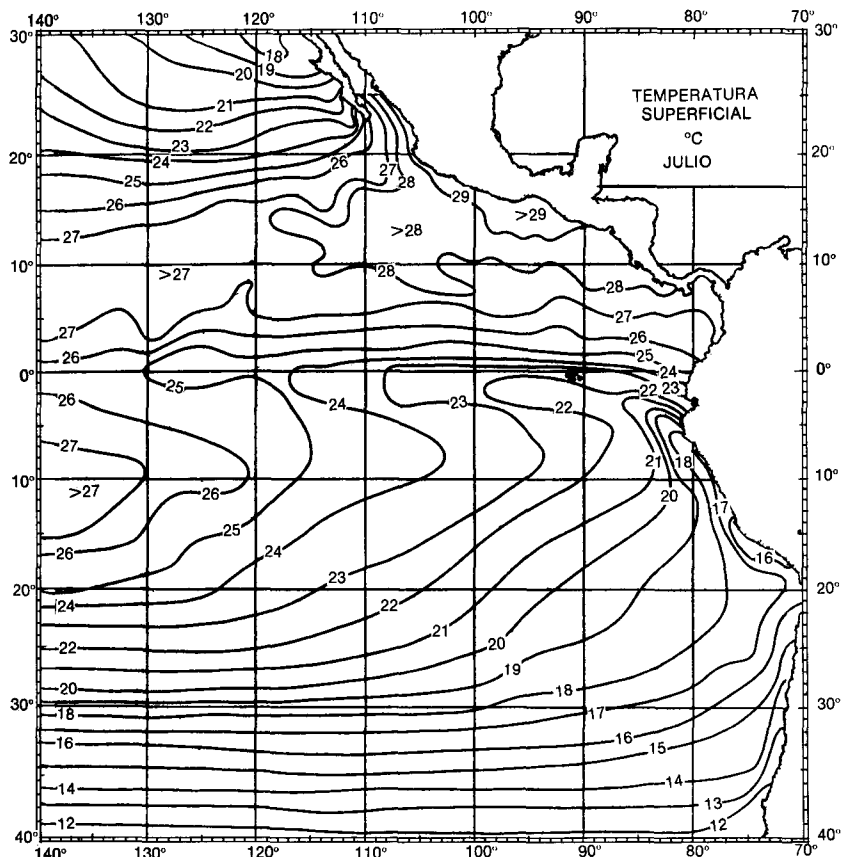


Fig. 3-10. Distribución de la temperatura de la superficie del mar, en °C, en julio. Wyrтки (1964).

Wyrтки (1967) opina "parece probable que el área de afloramiento frente a la costa del Perú se extienda al noroeste hacia las Islas Galápagos y esté relacionada directamente con el afloramiento ecuatorial al oeste de dichas islas, al menos durante el periodo de mayo a noviembre, cuando las temperaturas superficiales en esa área son bajas".

En la figura 1-13b aparecía una corriente de la que no se ha hecho mención al tratar de las corrientes ecuatoriales: la Contracorriente Sud ecuatorial. Las cartas de corriente de deriva no muestran ninguna indicación de una corriente hacia el este a la altura de los 5°S que es la latitud que le corresponde aproximadamente. Esto parece indicar que sus manifestaciones superficiales son poco importantes en el área próxima al Pacífico Oriental tropical, de forma que las corrientes resultantes no la indiquen y que generalmente se debe encontrar solamente en capas subsuperficiales.

5. *EL SISTEMA DE LAS CORRIENTES DEL PERU*

El flujo del Sistema de las Corrientes del Perú tiene una dirección dominante del sur hacia el norte, acompañando la orientación proveniente del sur de los vientos dominantes, que soplan a lo largo de la costa peruana como parte integrante del circuito anticiclónico del Pacífico Sur.

Junto con el movimiento hacia el norte aparecen flujos de sentido contrario que podemos considerar, en unos casos, como parte de un pequeño remolino o, si tienen suficiente extensión, podremos reconocerlos como una corriente a la que conviene designar con un nombre específico. En el estado actual del conocimiento de este sistema de corrientes existen todavía ciertas diferencias de opinión en este sentido.

La dificultad de obtener simultáneamente los valores de la velocidad de una red de posiciones extendida en un área de millones de kilómetros cuadrados por procedimientos directos, es actualmente insuperable. Entre las dificultades figura la correspondiente a determinar la velocidad absoluta del agua con relación al fondo que se encuentra miles de metros por debajo.

Una solución asequible consiste en calcular las velocidades de un modo indirecto deduciéndolas de la distribución de la densidad en el seno del agua haciendo algunas hipótesis simplificadoras, como son la de que las corrientes, y la distribución de densidades asociada con ellas, son estacionarias, de forma que no presenta variaciones grandes, durante el tiempo que dura el crucero oceanográfico en el que se toman las medidas, que darán un cuadro general de la variación espacial de la densidad.

La suposición de que las fuerzas que deben tenerse en cuenta son solamente las correspondientes a la presión, la gravedad y la fuerza de Coriolis simplifica los cálculos indirectos. Suponiendo, además, que las corrientes tienen velocidades despreciables al nivel de los mil metros de profundidad, se hizo el cálculo de las corrientes, entre la superficie y los 800 metros que aparecen en la *lámina 3—II*. La estimación de los mil metros como nivel al que la velocidad es despreciable, es aceptable a pesar de que no existe un único nivel para el cual la velocidad horizontal sea mínima, sino que ese nivel oscila generalmente entre los 600 metros y los 1,000 metros, como resultó de una investigación de Wyrcki (1963).

Esta lámina muestra las corrientes deducidas de los datos tomados por la Expedición *Step—I* de setiembre a diciembre de 1960; los valores numéricos de la velocidad son resultado del promedio entre cada par de estaciones, las cuales estaban separadas entre sí 40' a 100 millas.

Vale la pena traer de nuevo a la memoria que las escalas horizontales y la escala vertical del dibujo no son iguales; la altura

del bloque representado en la lámina, ochocientos metros, es de un espesor tan delgado respecto de las aristas horizontales del bloque, de más de dos mil kilómetros, que la desproporción es la misma que tiene el espesor del papel donde se escriben estas líneas comparado con su longitud. En esas condiciones no sería posible utilizar escalas iguales. La ampliación de alturas con contracción de las dimensiones horizontales deforma la suave pendiente del fondo marino haciéndolo aparecer casi como una pared vertical.

Las corrientes procedentes de lugares relativamente cálidos, del norte o del oeste, vienen indicadas con color rojo, más intenso cuanto más rápida es la corriente en cada lugar; mientras que las procedentes de regiones más frías, del sur, están en color verde. De este modo son de color rojo las corrientes salientes por la cara frontal y entrantes por la cara lateral del bloque y en color verde las opuestas. Una excepción hubo de hacerse en la arista de los 24°S y 95°W, donde hay una corriente que es entrante para ambas caras y le habría correspondido color verde por entrar por la cara frontal y rojo por entrar por la parte lateral.

Levantando la primera "rebanada" de cien metros aparece la circulación horizontal a los cien metros de profundidad. Quitada la segunda rebanada se puede ver la correspondiente a los doscientos metros.

Una observación de la circulación en superficie confirma muchas características ya conocidas acerca de la Corriente del Perú. En primer lugar, la superficie aparece sensiblemente de color verde poniendo de manifiesto el predominio del sentido de circulación desde el sur hacia el norte. Este predominio es menos marcado a otras profundidades.

La corriente más notable de norte a sur, en color rojo, aparece en su parte más al norte hacia los 85°W y corriendo casi a lo largo del meridiano de los 80°W termina en el límite sur del bloque a los 80°W. Esta corriente es la denominada Contracorriente del Perú que sirve para separar el flujo hacia el norte en la Corriente Costera del Perú al este y la Corriente Oceánica del Perú al oeste. Las circulaciones a los cien y doscientos metros ponen de manifiesto que en la oportunidad en que se hicieron estas medidas, como es lo normal, esta contracorriente es fundamentalmente una corriente subsuperficial.

En ciertas épocas del año, especialmente en agosto y setiembre (*figura 3—5*), el sistema de vientos parece actuar sobre el flujo hacia el norte de forma que llega a cubrir en superficie a la Contracorriente haciéndola completamente subsuperficial. Por el contrario, una disminución de la intensidad del sistema de vientos puede permitir una mayor aparición en superficie de la Contracorriente, con mayor acarreo de aguas ecuatoriales, y así puede verse hasta en las cartas mensuales de corriente de

deriva sobre todo en febrero y marzo. Se cree que este mecanismo está ligado con el fenómeno El Niño.

La relación entre el sistema de vientos y la presencia e intensidad de la Contracorriente del Perú con las estaciones se pone de manifiesto con las cartas de vientos resultantes del "Atlas de Cartas Climáticas para los Océanos" correspondientes a los meses de febrero (*figura 3—11*) y agosto (*figura 3—12*).

En la primera, de febrero, la intensidad del viento es muy escasa frente a la costa peruana, alrededor del valor 1 de la escala Beaufort (velocidad menor de dos nudos) y especialmente en la zona donde más notable podría ser la Contracorriente Peruana. En la de agosto, por el contrario, los vientos resultantes frente a la costa peruana se aproximan al valor correspondiente al 3 de la escala Beaufort, es decir, velocidades cuatro veces superiores a las encontradas en febrero.

El cálculo del flujo de la Corriente Oceánica Peruana en esta ocasión resultó ser de 8 millones de m^3/seg y el de la Corriente Costera de 6 millones. Esto está de acuerdo con un cálculo realizado con datos del OB a lo largo del paralelo de $31^{\circ}S$, suponiendo también inmóvil el nivel de los mil metros de profundidad, que dio 14 millones de m^3/seg para el flujo hacia el norte, de los cuales 10 millones estaban concentrados en los trescientos metros superiores. Las velocidades de la Corriente Costera son del orden de 0.2 a 0.3 nudos (10 a 15 cm/seg).

En la oportunidad señalada por la *lámina 3—II* la profundidad de la Corriente Oceánica es superior a la de la Corriente Costera y así sucede ordinariamente. La primera presenta velocidades apreciables incluso a los 700 metros. La Contracorriente Peruana, que tiene las mayores velocidades a los cien y doscientos metros, llega hasta por debajo de los quinientos metros con velocidades sensibles.

Su caudal es intenso frente a Punta Aguja con unos 11 millones de m^3/seg , flujo que va disminuyendo a lo largo del curso de la contracorriente, calculándose 6 millones a los $15^{\circ}S$ y 2 millones a los $22^{\circ}S$.

La situación de la Corriente Costera del Perú, retratada en la *lámina 3—II*, la presenta aislada entre la Contracorriente del Perú y la costa peruana. Esta figura refleja una situación del flujo, en el momento de tomarse las medidas, que no parece normal, ya que en esas latitudes las cartas de corrientes de deriva no presentan ningún obstáculo a que las aguas de la Corriente Costera se viertan en la Corriente Sudecuatorial (*figuras 3—4, 3—5, 3—6 y 3—9*).

Estos caudales son consecuencia de una clasificación de las corrientes que parece muy razonable, aunque puedan hacerse otras distintas. La mencionada supone que los otros flujos que van hacia el sur, también en color rojo, son diferentes del correspondiente a la Contracorriente del Perú. Es decir, la corriente que

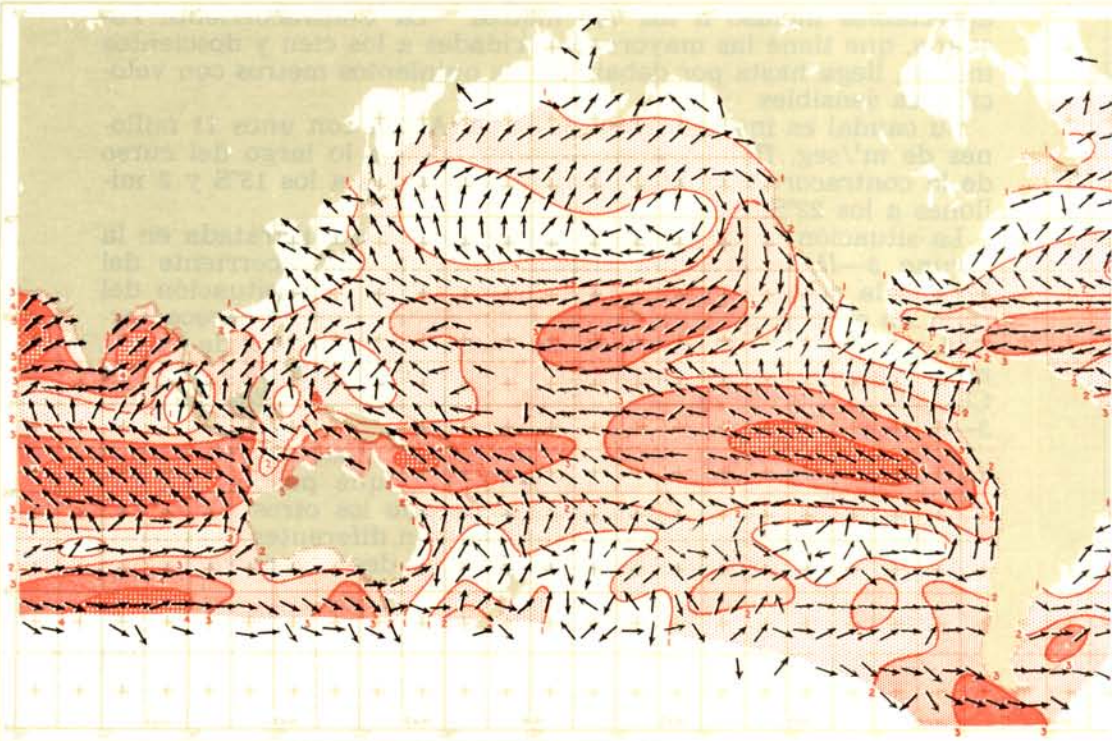
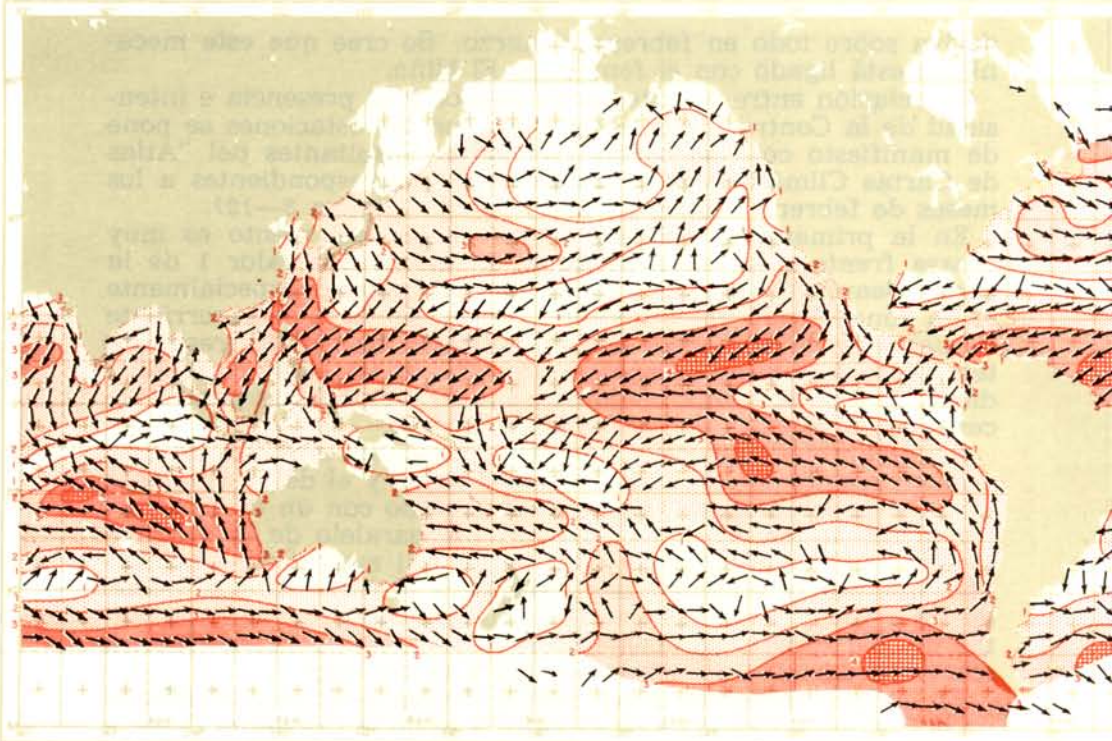




Fig. 3-11. Carta de vientos resultantes para febrero. Las flechas indican la dirección del viento resultante; calculada para áreas unitarias formadas por 5° de lado. El sombreado indica valores de la velocidad resultante expresados en la escala Beaufort. (U. S. Weather Bureau, 1938).

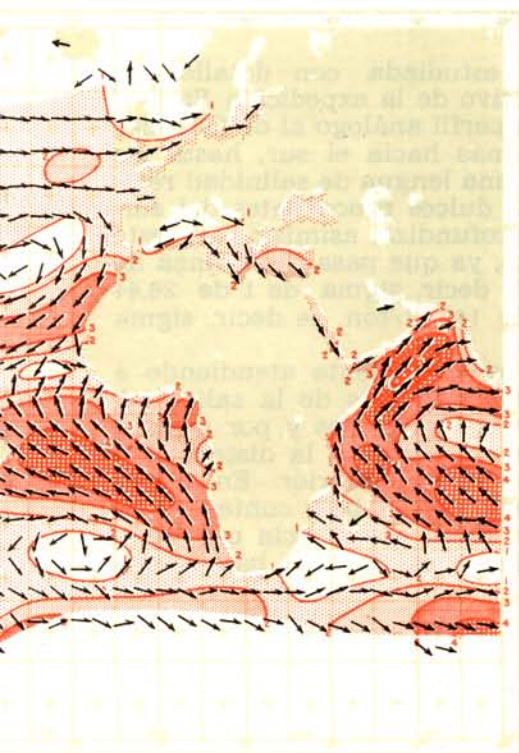


Fig. 3-12. Carta de vientos resultantes para agosto. Mismas indicaciones que para la figura 3-11.

penetra en el bloque por el oeste a la altura de 5°S a 8°S en superficie, y alrededor de los 5°S a mayor profundidad, no debe mezclarse con la Contracorriente del Perú. Lo mismo se puede decir de la corriente que, muy pegada a la costa, es ligeramente perceptible en superficie y más notable a los cien y doscientos metros de profundidad.

Esta distribución de corrientes no tiene en cuenta el transporte Ekman que conduce un cierto caudal de agua de la Corriente Costera peruana mar adentro hacia el oeste, caudal que, al menos parcialmente, es regresado hacia el área de la Corriente Costera por medio de la Contracorriente del Perú a niveles subsuperficiales alimentando el afloramiento costero al norte de los 15°S. La Corriente Oceánica parece no intervenir mucho en el proceso del afloramiento costero.

La contracorriente que, pegada a la costa, solamente muestra un vestigio en superficie, no presenta ninguna señal en las cartas de corriente superficial de deriva. Recibe el nombre de Corriente Submarina o Corriente Subsuperficial del Perú o Contracorriente Subsuperficial peruano-chilena. Gunther la detectó (1936), en base a los datos de salinidad obtenidos en 1931 a lo largo de un histórico perfil paralelo a la costa, aproximadamente a unas cien millas de ella, que reproducimos aquí (*figura 3—13*).

En la distribución de salinidades, se aprecia una posible indicación en el sentido de que aguas relativamente saladas penetran por debajo de las aguas superficiales, más dulces, dirigiéndose hacia el sur, profundizándose a lo largo de su recorrido desde unos cien metros a los 15°S hasta unos trescientos metros a los 35°S.

Esta Corriente Submarina fue estudiada con detalle por Wooster y Gilmartin (1961) con motivo de la expedición *Step—I* dirigida por Wooster. Dibujaron un perfil análogo al de Gunther (*figura 3—14*) que llega un poco más hacia el sur, hasta los 41°S; también en este perfil aparece una lengua de salinidad relativamente alta entre las aguas más dulces procedentes del sur. El núcleo del agua más salada se profundiza, asimismo, en este perfil, pasando a niveles más densos, ya que pasa de la línea de trazos señalada con 160 cl/ton, es decir, sigma de t de 26.44 (ver página 2) a centrarse en la de 140 cl/ton, es decir, sigma de t 26.65.

Wooster y Gilmartin estudiaron esta corriente atendiendo a la distribución de otras características además de la salinidad, por medio de análisis indirectos de las corrientes y por medida directa de las mismas. La *figura 3—15* presenta la distribución de oxígeno en el mismo perfil de la figura anterior. En ella la Contracorriente Submarina se delata por su bajo contenido de oxígeno disuelto, el cual va aumentando, por mezcla con agua más profunda y rica en oxígeno, desde valores tan bajos como

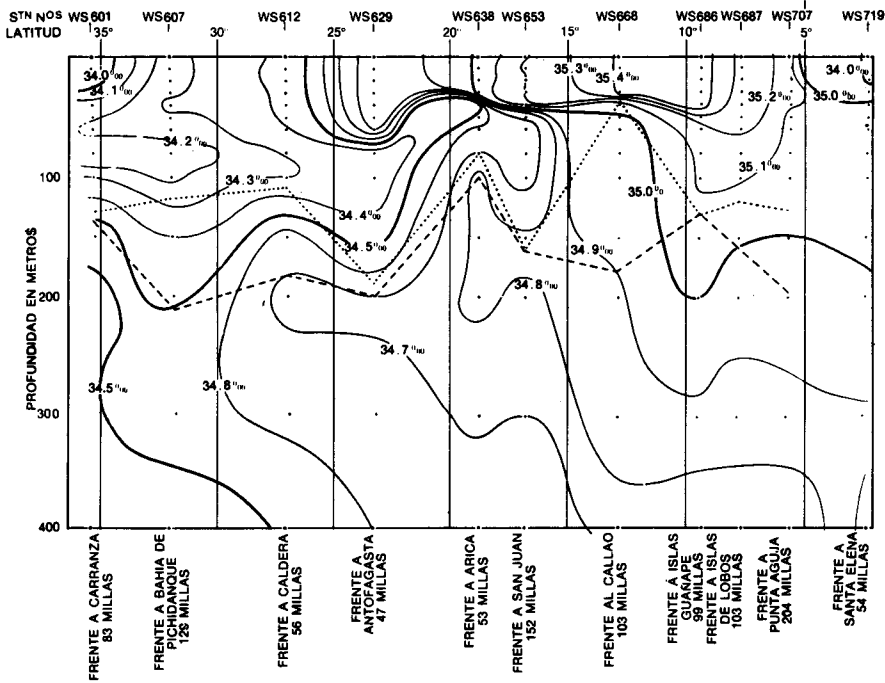


Fig. 3-13. Perfil de salinidad en los primeros 400 metros, aproximadamente paralelo a la costa a unas 100 millas de ella. Gunther (1936)

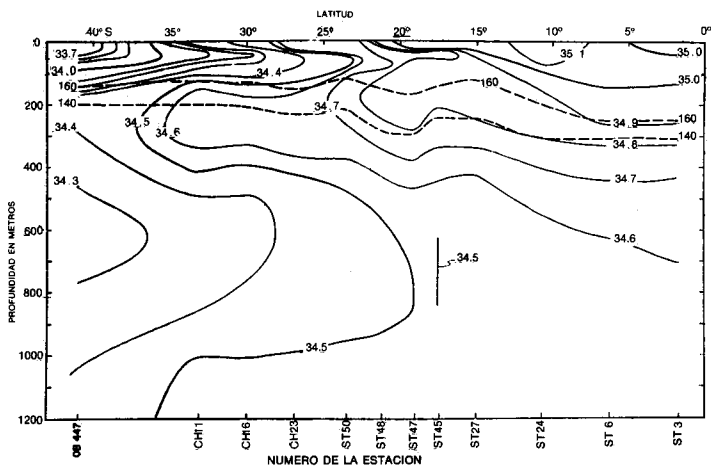


Fig. 3-14. Perfil de salinidad a unas 100 millas de la costa. Las estaciones hidrográficas pertenecen a los cruceros Step-1, Chiper y OB. Las isanósteras de 140 y 160 cl/ton. se muestran por medio de líneas de trazos. Wooster y Gilmartin (1961.)

HISTORIA MARITIMA DEL PERU

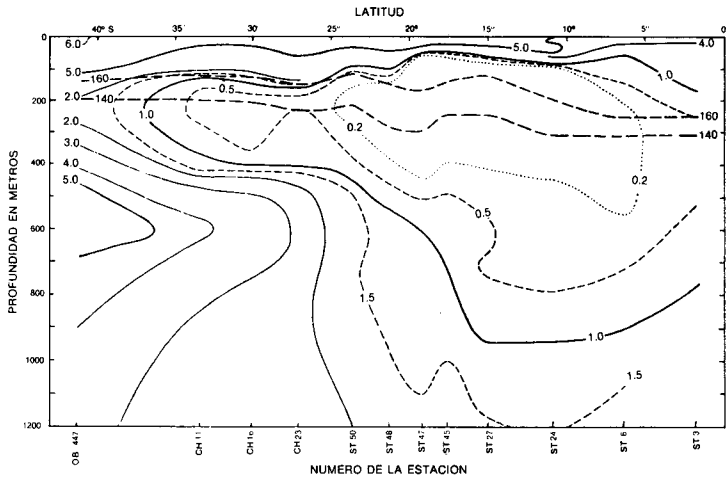


Fig. 3-15. Distribución del oxígeno disuelto (en ml/L), en el mismo perfil de la figura 3-14. Wooster y Gilmartin (1961).

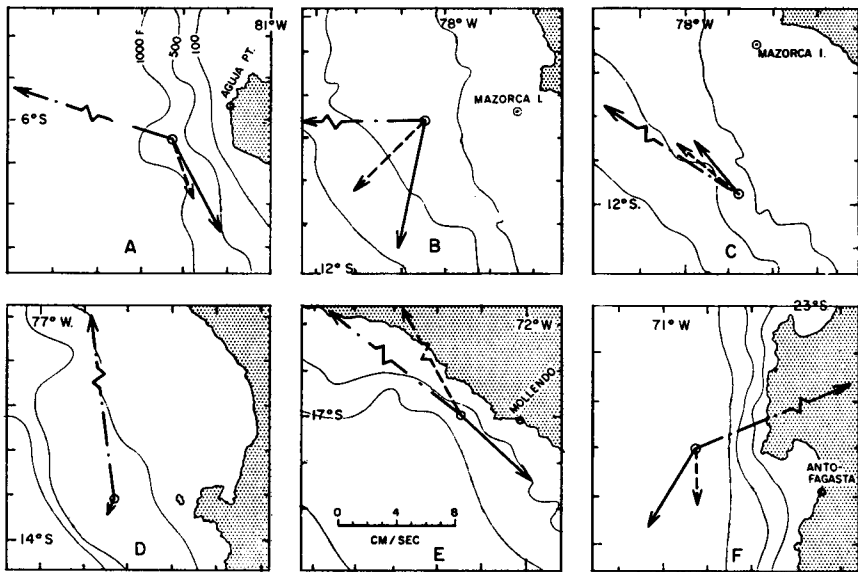


Fig. 3-16. Topografía del fondo y vectores de la corriente media corregida. Los vectores de velocidad de los paracaídas de superficie se indican por líneas de punto y raya; los intermedios por líneas de trazos y los profundos por líneas llenas. Wooster y Gilmartin (1961).

0.1 ml/L (0.1 mililitro de gas oxígeno disuelto en un litro de agua) hasta valores próximos a 2 ml/L en el límite sur del perfil.

La *figura 3—16* muestra los resultados hallados en su medición directa de las corrientes por medio de paracaídas sumergidos a profundidades de diez, cien (ciento cincuenta en la estación A), y doscientos cincuenta metros. En su análisis llamó la atención el hecho de que *la dirección del movimiento subsuperficial está estrechamente relacionada con la dirección de la curva de nivel de las 100 brazas, especialmente llamativa en las estaciones a 17°S y 23°30'S, entre las que existe un cambio importante en la orientación de la plataforma continental.*

En cada estación y para cada profundidad se lanzaron varios paracaídas sumergidos. Los correspondientes a diez metros de profundidad se consideran indicativos de la corriente superficial y tuvieron velocidades superiores a los demás. Por ello sus vectores representativos en la *figura 3—16* están interrumpidos, indicando solamente la dirección y sentido. El valor de la velocidad media para los paracaídas de la estación A fue de once centímetros por segundo; para las restantes estaciones B, C, D, E y F fueron veintiseis, veintiocho, diecisiete, veintinueve y diecinueve centímetros por segundo; el orden de magnitud de estas cantidades está de acuerdo con los valores calculados indirectamente por el método geostrófico y con los representados en las cartas de velocidades de deriva resultantes.

En la *lámina 3—II* aparece una tercera superficie del dibujo en color rojo, indicativo de movimiento de aguas procedentes del oeste, cuyas mayores velocidades aparecen en las superficies de cien y doscientos metros de profundidad. Penetra en el bloque entre los 5°S y 8°S en superficie y más abajo se centra hacia los 5°S; llega en superficie hasta un lugar de unos 85°W y 10°S. Este flujo debe estar encubierto por la capa superficial de aguas en su movimiento alejándose de la costa. Su caudal se calculó, en esta oportunidad, en 12 millones de metros cúbicos por segundo.

Se trata probablemente de una de las manifestaciones más claras de la Contracorriente Sudecuatorial descubierta por Reid (1959) en esta área; sus manifestaciones no aparecen generalmente en superficie. En un análisis realizado de estos datos de corriente por Wooster (1961), éste hace notar algunas concordancias entre esta corriente y las predicciones de Reid para el comportamiento de la Contracorriente Sudecuatorial; la expedición *Step—I* fue realizada en la época del año para la cual Reid predijo la mayor extensión hacia el este de la corriente; las aguas en el núcleo de mayor velocidad tienen una salinidad ligeramente más alta que la de las aguas, igualmente densas, que las limitan al norte y al sur, de acuerdo con la afirmación de Reid de que, en el Pacífico Occidental, la trayectoria del flujo hacia el este coincide con una lengua de alta salinidad que se

extiende hacia el este desde un valor máximo en el mar del Coral.

Las tres corrientes señaladas con el color rojo en la *lámina 3—II* tienen en superficie una individualidad menos definida que la Corriente Oceánica del Perú y la Corriente Costera del Perú. La Contracorriente del Perú aparece en superficie sólo ocasionalmente, oculta generalmente por las aguas que el viento transporta superficialmente hacia el oeste y el noroeste; de las otras dos no se conservan registros de haber sido detectadas en la superficie.

La relación entre las tres corrientes procedentes del oeste y del norte necesita un análisis más detenido. Trabajando con datos del R/V *Alaminos* Cochrane y Zuta (1968) y White (1969) no encontraron esta diferenciación entre dichas corrientes, sino más bien una cierta unidad, afirmando que la Corriente Submarina o Subsuperficial del Perú nace de la unión de la extensión de la Corriente de Cromwell con la Contracorriente Sudecuatorial.

La descripción del Sistema de las Corrientes del Perú vista hasta aquí parece contradecir completamente una característica de la corriente repetida desde muy antiguo y que Gunther (1936) comenta: la de ser una corriente "débil y variable". Se daba por descontado que la Corriente de Humboldt representaba un movimiento de aguas muy irregular conectado con las variaciones de los vientos alisios.

Las cartas de corrientes de deriva en la parte correspondiente a la Corriente del Perú presentan escasa variación, de forma que se podría admitir que la corriente fuera débil, pero no variable. Los resultados del cálculo indirecto de velocidades (*lámina 3—II*) están de acuerdo, en general, con la disposición de las corrientes en las cartas de deriva, pareciendo confirmar la falta de variaciones en el Sistema de Corrientes del Perú.

Sin embargo, los métodos utilizados para averiguar el valor y la dirección de las corrientes en uno y otro caso tienden a eliminar variaciones. En el caso de las cartas mensuales de deriva permanecen las variaciones estacionales, pero no se puede apreciar otro tipo de variabilidad ya que, de los registros que han tomado los barcos en diferentes épocas y en lugares no exactamente los mismos, se ha sacado una resultante que da la tendencia general de la corriente para esa área y ese mes del año. La conclusión que se puede sacar de un vector señalando al norte, en una de dichas cartas, es que, como promedio en el área de un cuadrado de un grado (un cuadrado de unos ciento diez kilómetros de lado), la corriente va hacia el norte con esa velocidad como valor resultante.

Tampoco el método geostrófico puede llegar fácilmente a comprobar movimientos a escala reducida de espacio y tiempo. Los datos se tomaron entre estaciones que, cuando estaban más

próximas, distaban entre sí de cuarenta a cien millas. El análisis de velocidad se hace en la suposición de que, en el tiempo que dura el crucero, de cerca de dos meses, las condiciones son estacionarias.

Para tener una noción de la variabilidad de la corriente, además de recurrir a las experiencias de navegantes que hayan surcado estos mares, cabe fijarse en las trayectorias de los paracaídas sumergidos. De ellos se daba en la *figura 3-16* el valor promedio de la velocidad que los paracaídas de una determinada estación y determinada profundidad habían presentado. El hecho de que se trate de un promedio puede enmascarar también algo de las variaciones.

Los paracaídas fueron seguidos por intervalos de 5 a 23 horas y su trayectoria pudo ser seguida durante ese tiempo. En dicho intervalo el recorrido resultó ser zigzagueante. Como ejemplo se muestran los recorridos de los paracaídas correspondientes a la estación C frente al Callao (*figura 3-17*) tomados de la investigación realizada por Wooter y Gilmartin.

En las trayectorias se aprecian unas pequeñas señales que sirven para indicar los intervalos de dos horas. En esta estación, como ocurrió en general, los paracaídas de superficie se pusieron fuera del alcance de rastreo por su mayor velocidad, siguiéndose durante más tiempo a los paracaídas subsuperficiales, ya que el principal interés era el de estudiar la Corriente Submarina.

La estación C fue la única que no mostró indicaciones de la Corriente Submarina o Subs superficial; también era la que se hizo a menor profundidad y frente a una plataforma continental más ancha que la correspondiente a las demás estaciones.

El tipo de fluctuaciones en las corrientes, que puede ser denunciado por medio de las trayectorias de los paracaídas, se refiere a cambios a muy corto plazo; son fluctuaciones transitorias de pequeñas dimensiones y pequeño período, no reflejando los cambios que las corrientes presentan estacionalmente o de un año para otro.

Un procedimiento que sirve para delatar las fluctuaciones de las corrientes a escala mayor de espacio y tiempo es el utilizado por Zuta en el análisis de las corrientes de superficie de los cruceros realizados por el Instituto del Mar del Perú. La representación, en una carta horizontal, de la profundidad a la que se encuentra una cierta superficie isoterma, se hace trazando las líneas de profundidad constante de dicha isoterma en una carta horizontal. De acuerdo con lo visto en el segundo capítulo, la orientación de estas líneas de profundidad constante debe coincidir sensiblemente con la orientación del flujo.

Después de comparar los resultados del análisis geostrófico con la profundidad de diversas isotermas, Zuta encontró una buena concordancia entre el flujo superficial y la profundidad

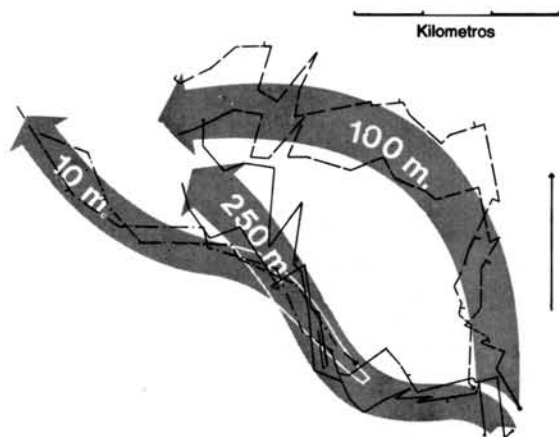


Fig. 3-17. Trayectorias (no corregidas) de los paracaídas. Estación C (11°58'S; 77°49'W). Las señales a lo largo de cada trayectoria indican intervalos de dos horas. Wooster y Gilmartin (1961).

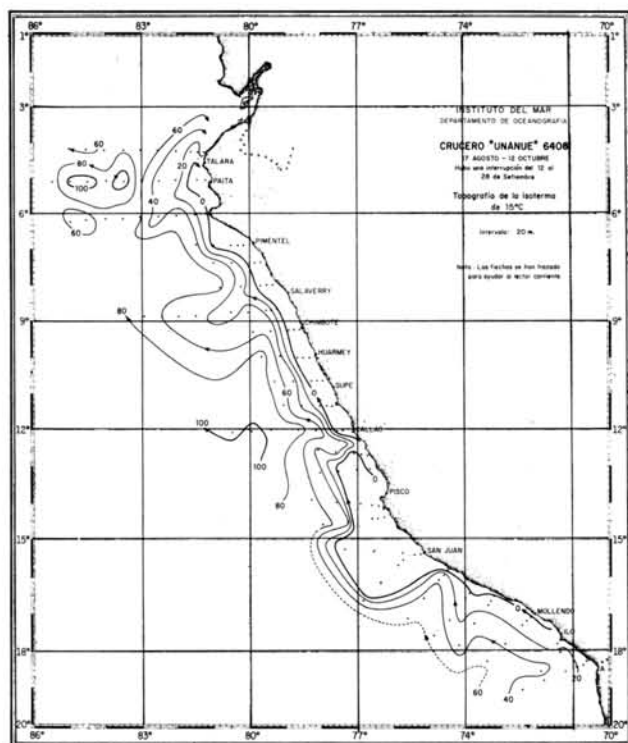


Fig. 3-18. Flujo superficial indicado por medio de la profundidad de la isoterma de 15°C. (Zuta, 1968).

correspondiente a la isoterma de los 15°C. De este modo se dispone de un medio de estudiar el flujo superficial en la época de realización de cruceros oceanográficos en los que no se han tomado medidas directas de corrientes, ni datos suficientes para hacer el cálculo geostrófico de las mismas.

La *figura 3-18* muestra algunas representaciones de la profundidad de la isoterma de 15°C con indicación de la dirección del flujo en la capa superficial. Como puede verse, estas topografías están en condiciones de presentar las fluctuaciones que ocurren en la Corriente del Perú. Se observan también meandros en una escala que no podía ser detectable en la *lámina 3-II* ni en las cartas de corriente resultantes de deriva.

Resumiendo lo dicho acerca de las corrientes, se puede decir que las *figuras 1-6, 1-7 y 1-8*, con la *lámina 3-II*, dan una buena indicación de la distribución de corrientes en una época normal de un año, el 1960, que no tuvo características extremas. Del sistema de las Corrientes del Perú faltaría estudiar algo más la relación entre las contracorrientes. En parte, se puede encontrar algún indicio adicional viendo el origen de las masas de agua que forman cada una de las citadas contracorrientes, comprobando que transportan agua de una misma masa de agua.

Finalmente, se confirma que, junto con movimientos transitorios de diversos períodos y tamaños, el flujo general frente a la costa peruana tiene una orientación predominante de sur a norte en su capa más superficial, de acuerdo con descripciones antiguas y con el sistema de vientos que giran alrededor del anticiclón del Océano Pacífico Sur.

6. MASAS DE AGUA EN EL SISTEMA DE LAS CORRIENTES DEL PERU

La identificación de las distintas masas de agua, que se presentan frente a la costa peruana, sirve para complementar el conocimiento que del movimiento de las aguas da el estudio de las velocidades de las corrientes. Al encontrar características específicas de una masa de agua, será posible seguir la pista de su movimiento al ser transportada por las corrientes.

La capa correspondiente al núcleo de la propiedad que caracteriza a la masa de agua, es una capa que, generalmente, tiene una temperatura o salinidad extrema; en la difusión de la masa de agua puede seguirse buscando ese valor de salinidad o temperatura extrema respecto del ambiente en que se mueve.

Las masas de agua existentes en el Sistema de las Corrientes del Perú también se caracterizan por su salinidad y temperatura con la excepción de un volumen de agua, bastante considerable, cuya individualidad proviene de su bajo contenido de oxígeno. A esta agua la designa Wyrcki (1967) como agua de la

capa de mínimo oxígeno. En lo que sigue se utilizará las denominaciones y, en algunos casos, las descripciones utilizadas por Wyrтки en su análisis de las masas de agua en esta área.

Al principio del presente capítulo se ha hecho mención de las masas de agua más profundas: Antártica de Fondo y el Agua Común. Sobre ellas se encuentra, en nuestro mar, el Agua Antártica Intermedia y las masas de agua superficiales y subsuperficiales. Comenzaremos tratando del agua de profundidad intermedia, de origen más lejano a nuestras costas.

7. MASA DE AGUA ANTARTICA INTERMEDIA

Aguas de baja temperatura y baja salinidad ocupan la superficie del mar al sur del Frente Polar Antártico (*figura 2-19*). A lo largo de este frente se hunden hasta una profundidad intermedia, ocupando el núcleo de estas aguas un nivel de unos ochocientos a mil metros, formando el Agua Antártica Intermedia.

Debido a su procedencia, en lugares donde la precipitación excede a la evaporación, lo que ocasionalmente se refuerza con fusión de hielos, esta agua tiene una salinidad menor que las del Agua Profunda (Agua Común) y aguas de capas superiores. Se destaca por un mínimo de salinidad.

En la *figura 3-17*, Reid (1965) presenta la penetración del Agua Intermedia, tanto la Antártica proveniente del sur, como la proveniente del norte, de menor interés en nuestro caso. Ambas se caracterizan por el mínimo de salinidad. Esta figura da una idea global de la penetración de esta agua en todo el Océano Pacífico; se trata de un perfil que corre aproximadamente a lo largo del meridiano de 160°W y, en consecuencia, está lejos de la costa peruana.

En dicha figura se observa el mínimo de salinidad, procedente del sur, como una lengua de agua que corre muy próxima de la línea de trazos inferiores; esta línea es la correspondiente a 80 cl/toneladas de anomalía termostérica, es decir, un valor de sigma de t de unos 27.28, significando que el mínimo de salinidad, que indica el paso del Agua Antártica Intermedia, cambia muy poco su densidad a lo largo de su trayectoria.

Después de alejarse de su lugar de origen, el Agua Antártica Intermedia ocupa niveles entre 600 y 1,200 metros y la temperatura en su núcleo tiene unos 4° a 5°C. Debido a su profundidad intermedia, la circulación anticiclónica que se manifiesta en superficie afecta a su difusión horizontal, la cual muestra una tendencia al giro anticiclónico en su recorrido hacia el ecuador, girando paralelamente al flujo superficial al sur de los 20°S.

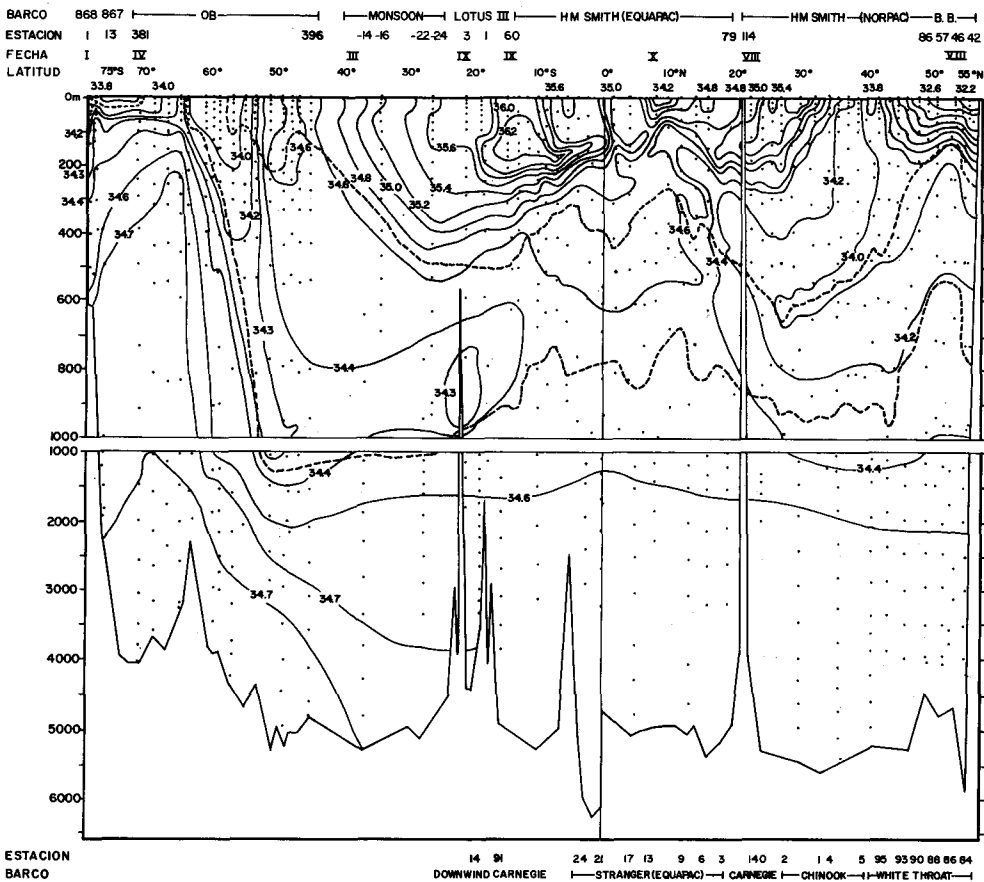
El Agua Antártica Intermedia se encuentra en la región frente al Perú entre unos 600 metros y 1,000 metros de profundidad,

CIRCULACION Y MASAS DE AGUA EN LA COSTA PERUANA

con temperaturas entre unos 4° y 7°C; la salinidad oscila entre 34.3 y 34.6‰. En el área del Sistema de las Corrientes del Perú el flujo de Agua Antártica está reducido a un mínimo, ya que, como observó Wyrтки (1963), el nivel de los seiscientos a mil metros de profundidad, es el de mínimo movimiento horizontal. En el proceso de penetración de Agua Intermedia en esta region debe jugar un papel importante la mezcla horizontal.

La figura 3-14 indica por medio del mínimo de salinidad la penetración del Agua Antártica Intermedia en un perfil paralelo a la costa de Perú y Chile a unas cien millas de la costa. Se aprecia el mínimo hacia los 600 a 800 metros con una inclinación algo distinta de la figura 3-17.

Fig. 3-19. Distribución de la salinidad (en ‰) a lo largo de una línea que sigue aproximadamente el meridiano de 160°W, de Antártica a Alaska. Reid (1965).



8. MASAS DE AGUA SUPERFICIALES

En la descripción de las masas de agua, hasta ahora se ha seguido el orden de las profundidades, comenzando por los niveles de fondo, profundo y, por último, intermedio. Si se siguiera el mismo orden, se debiera tratar de masas de agua subsuperficiales y, luego, las superficiales. No se hace así porque se está buscando ir de lo más simple a lo más complejo y, en ese sentido, ha convenido una alteración del orden al tratar los diversos niveles, dejando el nivel subsuperficial para el final.

Las características extremas que individualizan una masa de agua se adquieren generalmente en la superficie del mar, porque es allí donde la evaporación y la precipitación suceden, así como son también los lugares propicios para calentamiento o enfriamiento. Por ello, las masas de agua superficiales de un área marítima dada no están generalmente lejos del lugar de formación de la masa de agua. Así sucede en nuestro mar.

El sistema de vientos alisios concurre hacia la Convergencia Intertropical que, como hemos visto, está en el hemisferio norte, cerca de los 10°N, en la parte oriental del Océano Pacífico. En su recorrido hacia la convergencia, los vientos alisios soplan sobre una superficie marina de la que van evaporando agua dejando un agua residual más salina; esta área es, adicionalmente, una zona de escasa precipitación y larga permanencia de las aguas, lo que produce un núcleo de agua superficial especialmente salada próxima al centro del anticiclón. De acuerdo con Dietrich (1957) la evaporación de agua en esta zona supera a la precipitación en un metro por año.

Los vientos alisios, cargados de humedad procedente de ambos hemisferios, se encuentran en la convergencia intertropical donde se elevan y producen una gran precipitación de lluvias junto con una nubosidad que dificulta el calentamiento y, por ello, mantiene la evaporación dentro de límites moderados. Según Dietrich (1957) el exceso de precipitación sobre la evaporación alcanza a 50 centímetros por año en esta área.

Estas dos características climáticas condicionan dos importantes masas de agua superficiales del Pacífico Oriental tropical. La primera, situada al oeste de nuestras costas, denominada Agua Subtropical Superficial, de alta salinidad y de temperatura variable, pero relativamente elevada. La segunda, situada al norte, denominada Agua Tropical Superficial, tiene alta temperatura y baja salinidad. Debido a los movimientos dominantes de las aguas, la masa de agua subtropical tiene generalmente más fácil acceso a nuestras costas que la tropical superficial.

En latitudes donde se forma Agua Subtropical Superficial, pero junto a la costa peruana, existe otro factor modificante de las características de las aguas que obliga a considerar una tercera masa de agua superficial; se trata del afloramiento que

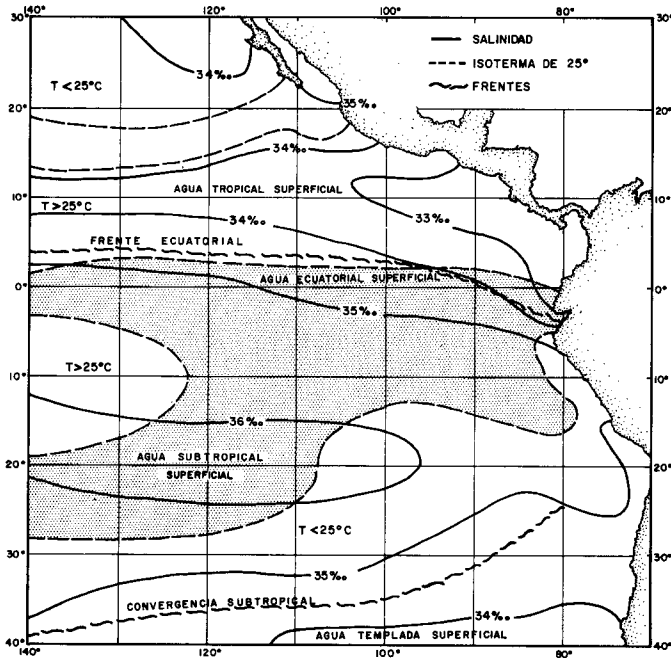


Fig. 3-20. Distribución de las principales masas de agua superficiales en el Pacífico Oriental. (Wyrтки 1967).

lleva a la superficie aguas de salinidad muy inferior al agua subtropical ya que el agua aflorada proviene de un nivel donde se encuentran aguas de origen frío y poco salado. El agua que se encuentra en superficie en el área de afloramiento no tiene exactamente las características de la masa de agua subsuperficial, procedente del sur, que proporcionó el volumen de agua, necesario para el afloramiento, sino que adquiere características propias como resultado de la mezcla de las aguas procedentes del sur con el Agua Subtropical Superficial.

Wyrтки (1967) menciona, entre las aguas superficiales, al *agua superficial de las Corrientes de California y del Perú, la cual es fría, de baja salinidad y se origina en latitudes altas*. Zuta y Guillén (1970), utilizando datos de los cruceros del Instituto del Mar del Perú, consiguen precisar las características de las aguas costeras frías, resultado del afloramiento y mezcla, y las clasifican como un tipo de agua con salinidades comprendidas entre 34.8‰ y 35.1‰, denominándolas Aguas Costeras Frías.

Normalmente, el Agua Tropical Superficial y la Subtropical Superficial no limitan entre sí. Existe, entre estas dos masas de agua, otra de características intermedias a la tropical y subtropical, aunque no se trata de una simple mezcla de ambas masas de agua. Los contrastes de temperatura y salinidad entre estas

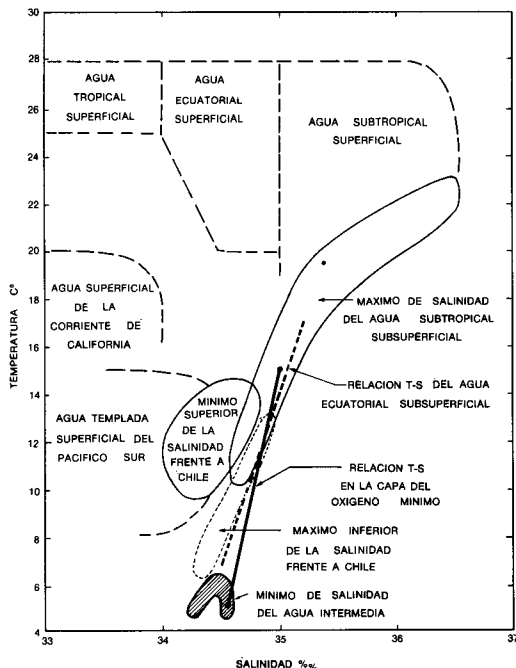


Fig. 3-21. Diagrama temperatura-salinidad de las principales masas de agua superficiales y subsuperficiales del Pacífico Oriental tropical. (Wyrтки, 1967).

masas de agua no son tan marcados como en la presencia de un frente oceánico, sino que existe un área limitrofe de extensión y características estacionalmente variables.

La figura 3-20 muestra la ubicación de algunas de las masas de agua superficiales citadas, junto con una distribución de la salinidad superficial, así como la posición extrema que ocupa en superficie la isoterma de 25°C. El área sombreada presenta los lugares que, en ciertas épocas, están ocupados por agua de temperatura superior a los 25°C y, en otras épocas, ocupados por aguas más frías de 25°C.

Un esquema de las principales masas de agua superficiales, que están presentes en el Sistema de las Corrientes del Perú, sería el dado por las siguientes: 1) Agua Tropical Superficial de alta temperatura y baja salinidad. 2) Agua Subtropical Superficial de temperatura generalmente alta y salinidad siempre elevada. 3) Agua Superficial de la Corriente de Perú-Chile más fría y de salinidad intermedia. 4) Agua Ecuatorial Superficial de temperatura bastante alta y salinidad con valores intermedios entre la Tropical y la Subtropical. La figura 3-21 muestra el diagrama temperatura-salinidad, elaborado por Wyrтки, conteniendo las características de las citadas masas de agua y, las de otras superficiales y subsuperficiales de la región.

Otras masas de agua superficiales consideradas en el diagrama son: 5) el Agua Superficial de la Corriente de California análoga en algunos aspectos a la correspondiente del Perú; 6) el Agua Templada del Pacífico Sur. En la clasificación de masas de agua de Wyrski es esta última, junto con el Agua Subtropical Superficial, la más citada al tratar del agua superficial frente a la costa peruana y, en consecuencia, comenzaremos a ocuparnos de ella con mayor detalle.

9. AGUA TEMPLADA DEL PACIFICO SUR

La Zona Subantártica sería el nombre apropiado para usarlo en el área marina que se encuentra entre el Frente Polar Antártico y la Convergencia Subtropical. Sin embargo, aunque parecería bastante acertado, lejos de la costa americana, donde la Convergencia Subtropical está bastante al sur, cerca de ella la convergencia se aproxima al ecuador e incluso llega a latitudes inferiores a 30°S antes de extinguirse (*figura 2-19*).

De tal modo, el agua superficial de esta zona, que en algunas ocasiones se designa con el nombre de Agua Subantártica Superficial, en otras tiene diferente denominación, como lo señala Wyrski, estimando que no parece muy apropiado utilizar el nombre de subantártica para el agua de la parte norte de la zona citada, justo al sur de la Convergencia Subtropical, donde el agua presenta temperaturas superiores a los 10°C.

Consecuentemente, hablaremos de la Zona Templada del Océano Pacífico Sur, donde el flujo del agua va hacia el este y en la que la temperatura del agua crece de sur a norte, siendo temperaturas típicas de 8°C a 15°C y salinidades inferiores a los 34.5‰. El agua de esta zona, a la que denominaremos Agua Templada del Pacífico Sur, se divide en dos ramas al llegar cerca de la costa de Chile en su recorrido hacia el este, impulsada por los vientos que soplan desde el oeste en esas latitudes.

Una de las ramas gira hacia el sur y la otra gira hacia el norte para seguir a lo largo de la costa de Sudamérica como parte del Sistema de la Corriente Perú-Chile, a partir de los 50°S.

El sistema de vientos que soplan desde el oeste, además de impulsar la corriente hacia el sur de Chile, transporta humedad que se convierte en notables precipitaciones sobre el mar y sobre la ladera de los Andes que da al Pacífico, entre los 50°S y los 40°S. El agua de esta lluvia llega directa o indirectamente, por medio de ríos y filtraciones, a disminuir la salinidad de las aguas que transporta la corriente hasta valores inferiores a 33‰.

A medida que la corriente fluye hacia el norte, su temperatura va aumentando, así como su salinidad. El aumento de temperatura, especialmente en el verano, cuando el contraste en-

tre la temperatura de la capa superficial y subsuperficial se hace más marcado, establece una termoclina entre los 40°S y los 30°S que contribuye a la formación de un mínimo de salinidad cerca de los 100 metros de profundidad.

La importancia de la termoclina en este tipo de fenómenos se pone de manifiesto si recordamos que la difusión de la salinidad en el mar no se hace por medio de procesos moleculares, muy poco efectivos, sino por medio de un proceso turbulento que multiplica grandemente la eficacia de la difusión de sal, como de cualquier otra sustancia o del calor.

La densidad del agua de mar está fundamentalmente controlada por su temperatura, de forma que donde existe un fuerte contraste vertical de temperatura, una termoclina, existe también una variación notable de la densidad del agua con una variación de profundidad relativamente pequeña, es decir, una picnoclina. De este modo no será fácil para las partículas portadoras de sal, u otra sustancia, realizar los movimientos verticales asociados a la turbulencia. La turbulencia queda reducida y, con ella, la facilidad de transmisión de sal.

Entre los 40°S y los 30°S las aguas van abandonando la zona de grandes lluvias y el agua superficial va evaporándose. Al mismo tiempo la corriente recibe aportes de agua, relativamente más cálida y más salina, desde el oeste, que también aumentan la salinidad superficial. Como la termoclina dificulta el transporte vertical del aporte salino que recibe la capa superficial, se forma el mínimo de salinidad hacia los 35°S. Al oeste de 90°W la formación del mínimo parece realizarse a lo largo de la Convergencia Subtropical.

A partir de los 23°S el agua de la Corriente del Perú ya puede alcanzar una salinidad de 35‰ en la superficie y, por ello, Wyrтки (1967) opina que puede designarse como Agua Subtropical Superficial. El Agua Templada del Pacífico Sur sigue transformándose gradualmente en el Agua Subtropical Superficial en su recorrido dentro del Sistema de las Corrientes del Perú, de forma que no se presenta un límite muy marcado entre ambas masas de agua.

La salinidad en la superficie misma es bastante variable; en la capa superficial también es variable, pero presentando generalmente salinidad inferior a 35‰ al sur de 15°S, como consecuencia del mínimo de salinidad superior, que llega próximo a la superficie, con una delgada capa de Agua Subtropical Superficial encima de ella. El agua del mínimo de salinidad influye también en la superficie debido al afloramiento que abastece con sus aguas.

Hacia los 15°S y más al norte, el agua que abastece el afloramiento costero es también fría, pero de mayor salinidad, lo que se manifiesta en salinidades más altas, debido a su distinta procedencia, como veremos más adelante. Esta diferencia de

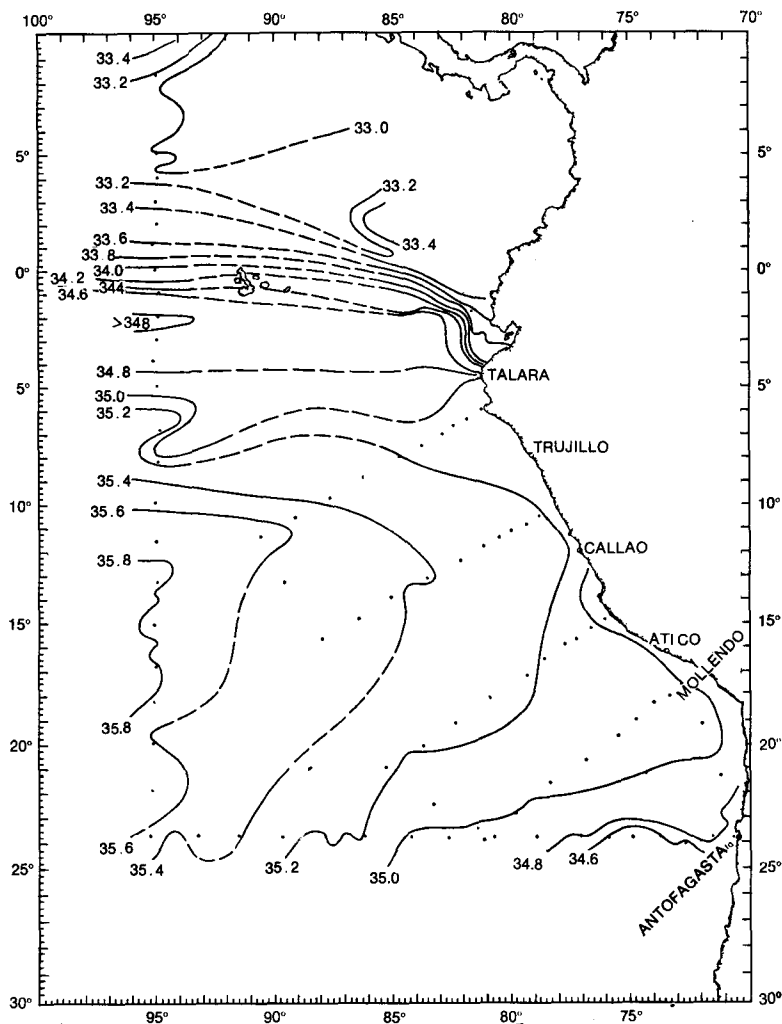


Fig. 3-22. Distribución de la salinidad (en ‰) en superficie durante la expedición *Step-I*. (Wyrski, 1963), University of California Press. (Con permiso de los Regents de la Universidad de California).

salinidad en el agua de afloramiento no siempre se hace patente en la superficie misma, como sucede en la ocasión reflejada en la *figura 3-22*, donde debajo de la capa de Agua Subtropical Superficial de características semejantes al norte y sur de los 15°S, se encontraban aguas de mayores salinidades a menores latitudes junto a la costa peruana. Generalmente el Agua Subtropical Superficial no llega a la zona pegada a la costa misma, lugar ocupado por el agua de afloramiento.

10. AGUA SUBTROPICAL SUPERFICIAL

El diagrama de la *figura 3-21* presenta el Agua Subtropical Superficial con salinidades elevadas, superiores a los 35‰, y temperaturas elevadas, pero en un intervalo de temperaturas amplio, de 28°C a cerca de 15°C. La *figura 3-20* justifica la alta salinidad, al mostrar la ubicación de esta masa de agua dentro del área barrida por los vientos alisios en su recorrido hacia la Convergencia Intertropical. Las máximas salinidades superficiales se encuentran hacia los 20°S, entre los 100°W y los 150°W donde pasa de 36‰.

El centro del anticiclón del Océano Pacífico Sur coincide aproximadamente con el centro del Agua Subtropical Subsuperficial. Allí también se encuentra una capa de mezcla de cerca de 200 metros de profundidad (Wyrcki, 1965) especialmente a finales del año. La extrema profundidad del centro de la termoclina en dicho lugar, más de 200 metros, facilita la profundidad de los movimientos convectivos y así sucede que los valores de salinidad en exceso de 36‰ lleguen hasta los 200 metros de profundidad, especialmente en ciertas épocas del año.

Como límite del Agua Subtropical Superficial hacia el norte se puede considerar la parte sur del frente salino que se aprecia en la *figura 3-22* que parte de la costa frente a Talara y sigue por el sur de las islas Galápagos hacia el oeste a lo largo del ecuador. Coincide aproximadamente con la línea de 35‰ de salinidad.

El límite sur del Agua Subtropical Superficial es la Convergencia Subtropical, que la separa del Agua Templada del Pacífico Sur, aunque cerca de la costa americana el límite no es preciso, como no lo es la convergencia, ni los límites norte y este del Agua Subtropical Superficial. Esta masa de agua llega muy cerca de la costa del Perú, de la que está separada solamente por una estrecha faja formada por el Agua Costera Fria producto del afloramiento y mezcla. En ocasiones y en ciertos lugares, llega hasta la costa misma.

11. OTRAS MASAS DE AGUA SUPERFICIALES

El Agua Tropical Superficial se caracteriza por su alta temperatura y baja salinidad como dijimos antes y puede apreciarse del diagrama temperatura-salinidad de la *figura 3-21*. Esta agua se encuentra dentro del área cuya temperatura es siempre superior a los 25°C (fuera de las áreas sombreadas de la *figura 3-20* y situada entre ellas). En dicha área la salinidad es inferior a 34‰, debido al intenso régimen de lluvias, aunque la superficie ocupada por agua con salinidad superficial inferior a 34‰ tiene límites variables, así como su misma extensión lo es.

CIRCULACION Y MASAS DE AGUA EN LA COSTA PERUANA

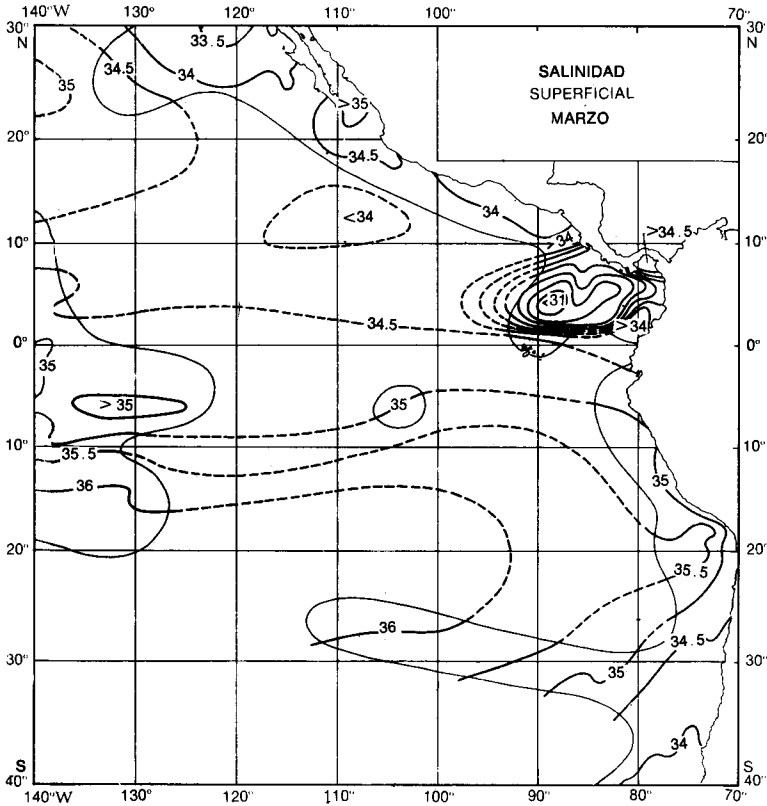


Fig. 3-23. Distribución de la salinidad superficial, en ‰, correspondiente al mes de marzo. (Bennet, 1966).

Las figuras 3-23 y 3-24 presentan la salinidad en superficie para los meses de marzo y octubre según un análisis realizado por Bennet (1965). En ellas se puede contrastar el área relativamente pequeña ocupada por las aguas con salinidad inferior a 34‰ en marzo y el área de esas aguas que se extiende más allá de los límites de la carta en octubre por la latitud de los 10°N. En esta oportunidad, incluso una lengua de agua con salinidad superficial inferior a 33.5‰ penetra considerablemente hacia el oeste.

Como puede verse, especialmente en la figura 3-24, las menores salinidades de esta agua se encuentran en el Golfo de Panamá y frente a la costa de Colombia, con valores que bajan, incluso de los 30‰, y, por supuesto, de los 33‰ que es el límite del diagrama de la 3-21, por razón de proporciones.

El límite sur del Agua Tropical Superficial sigue la dirección de la línea señalada en la figura 3-20 como límite norte de pe-

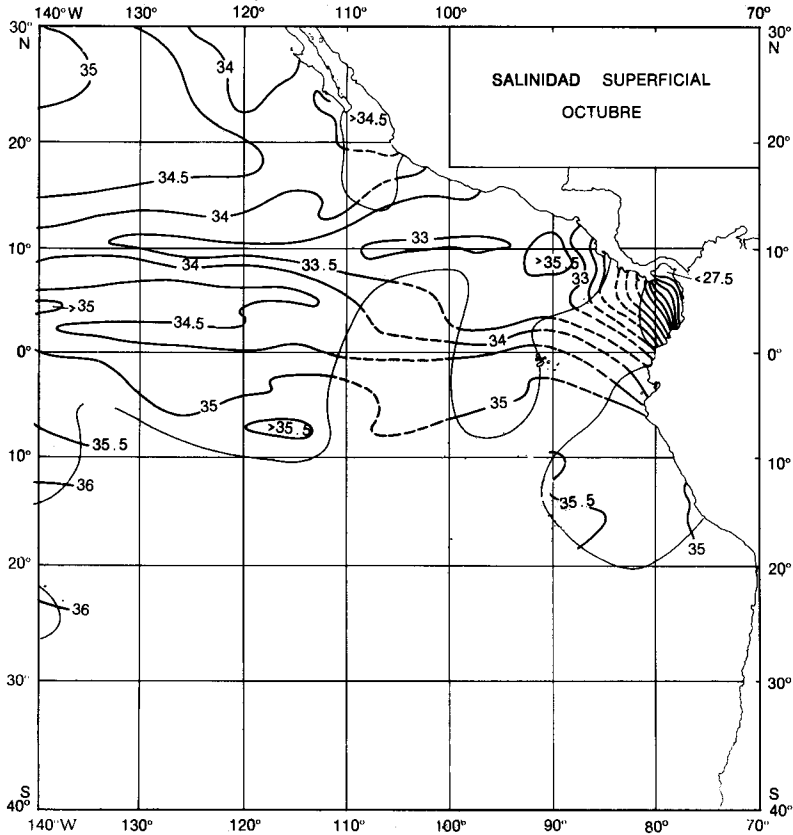


Fig. 3-24. Distribución de la salinidad superficial (en ‰), correspondiente al mes de octubre. (Bennet, 1966).

netración de las aguas que en algún momento tienen temperatura inferior a 25°C, partiendo del Ecuador, pasando por el norte de las islas Galápagos y siguiendo luego hacia el oeste sobre los 4°N.

Dentro del área ocupada por esta masa de agua se encuentra, cuando está presente, la Contracorriente Ecuatorial, así como la parte sur de la Corriente Norecuatorial. Estas corrientes, pues, transportan Agua Tropical Superficial. El espesor de esta masa de agua no penetra a través de la termoclina, bastante somera en esta área especialmente en la correspondiente al mínimo de salinidad, por lo que generalmente no excede de unos veinte a cincuenta metros de espesor, con la excepción de la parte sur de la Contracorriente Ecuatorial, donde la profundidad de la termoclina aumenta (*figura 3-25*) y la correspondiente al Agua Tropical Superficial puede llegar a los cien metros de profundidad.

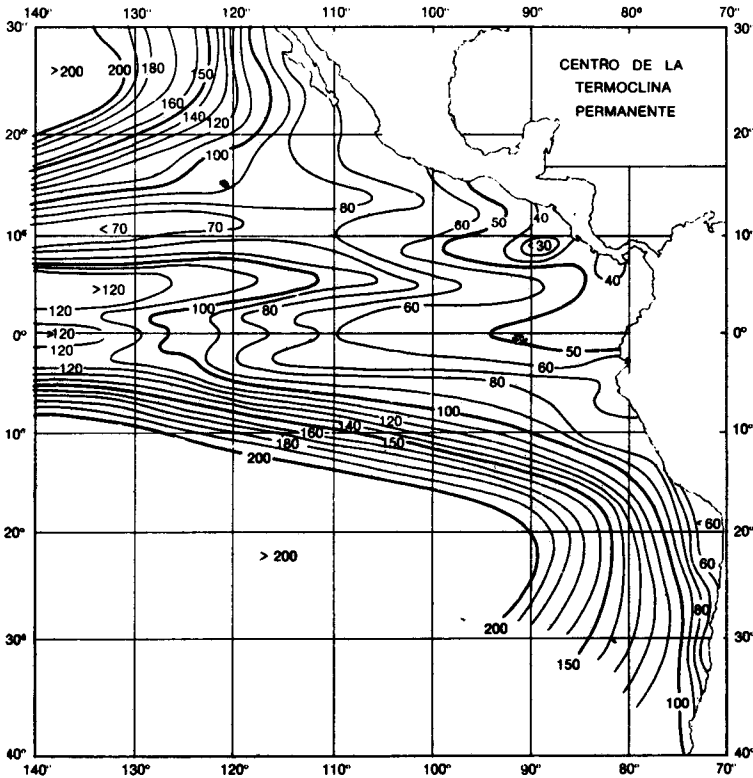


Fig. 3-25. Profundidad media del centro de la termoclina permanente, en metros (Wyrski, 1964).

En algunas oportunidades aparecen frente a las costas del Perú aguas de temperatura anormalmente alta. El origen de estas aguas puede ser Agua Subtropical Superficial, que se presenta con cierta normalidad y temperaturas menos extremas generalmente, y el Agua Tropical Superficial que nos ocupa ahora, lo cual se reconoce por la baja salinidad de las aguas y parece estar asociado más estrechamente con el fenómeno El Niño.

De características intermedias al Agua Subtropical Superficial y al Agua Tropical Superficial es el Agua Ecuatorial Superficial. El Agua Ecuatorial Superficial se presenta, también geográficamente, entre aquellas masas de agua. Se trata de una masa de agua típica de los lugares de la Corriente Sud ecuatorial situadas en el ecuador y algo al norte del mismo y parece relacionar el área de afloramiento frente a la costa norte del Perú con el afloramiento ecuatorial.

La figura 3-21 muestra las características de salinidad y temperatura del Agua Ecuatorial Superficial y la figura 3-20 indica su ubicación geográfica entre el Agua Subtropical y el Agua

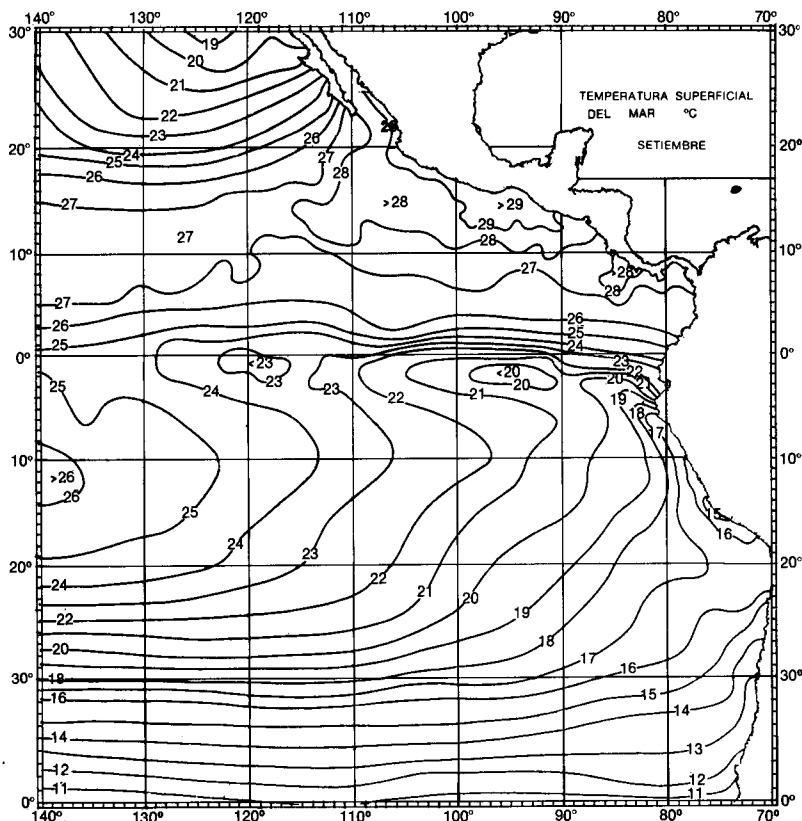


Fig. 3-26. Distribución de la temperatura de la superficie del mar, en °C, en setiembre (Wyrтки, 1964).

Tropical Superficial, excepto en la costa misma de Ecuador, donde generalmente estas dos masas se encuentran y de cuyo encuentro parte el Frente Ecuatorial, muy bien definido en la costa; ese frente se extiende luego hacia el noroeste, como indica la figura 3-20.

El Frente Ecuatorial se delata por el contraste de salinidad, que se puede apreciar en las figuras 3-22 y 3-24, y también por variación de temperaturas en ciertas épocas del año cuando la intensidad de los vientos es más intensa y las aguas que transportan las Corrientes del Perú y Sudecuatorial son más frías, como sucede en el mes de setiembre, cuya temperatura de la superficie del mar se ve en la figura 3-26.

Algo semejante se podría apreciar en las cartas de temperatura de todos los meses desde mayo hasta noviembre; sin embargo normalmente, el frente, al alejarse de la costa americana, deja de tener caracteres tan precisos, debido a la mezcla de aguas de ambos lados del frente y al afloramiento ecuatorial.

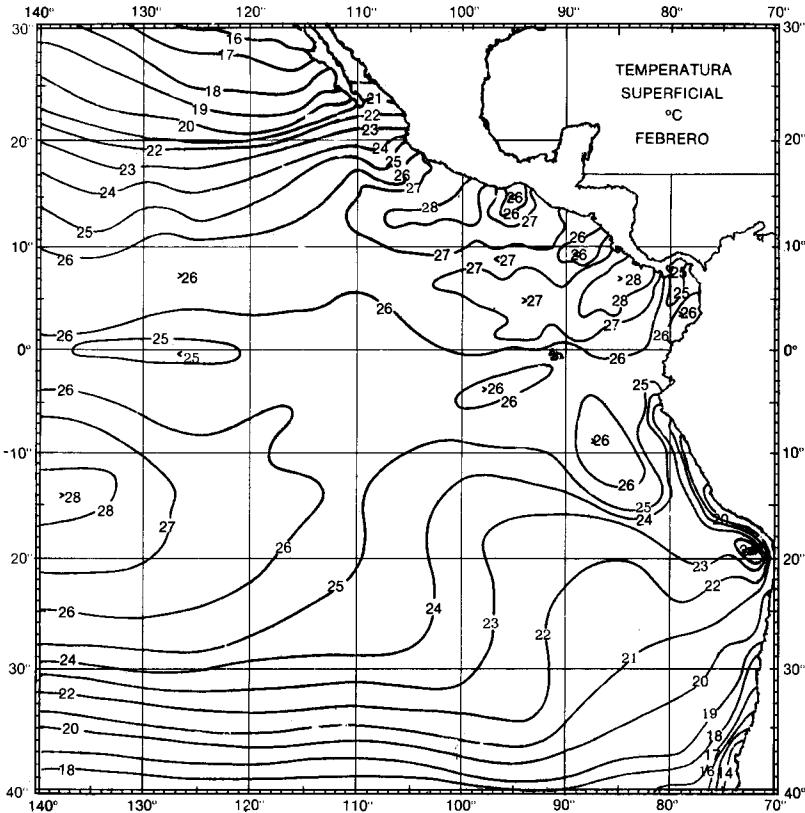


Fig. 3-27. Distribución de la temperatura de la superficie del mar, en °C, en febrero (Wyrтки, 1964).

En otras épocas del año, como sucede en febrero, se puede apreciar en la temperatura de superficie la desaparición del contraste térmico en el Frente Ecuatorial, según se comprueba en la *figura 3-27*, donde las diferencias de temperatura en la región del frente han desaparecido sensiblemente. El frente, sin embargo, persiste debido al contraste de temperaturas en la transición a ambos lados de la discontinuidad. Esto sucede, generalmente, entre los meses de enero a abril.

En la región correspondiente al Agua Ecuatorial Superficial, la *figura 3-25* indica una profundidad reducida para el centro de la termoclina y, en consecuencia, una capa homogénea muy somera. Esto sugiere una profundidad del Agua Ecuatorial Superficial reducida, como sucede en realidad, ya que tiene un espesor semejante al del Agua Tropical Superficial en el extremo oriental tropical del Océano Pacífico, es decir, de unos veinte metros.

Dentro de la región presentada en la mayor parte de las cartas de distribución de salinidad y temperaturas, así como de corrientes, existen otras dos masas de agua superficiales que son el Agua de la Corriente de California y el Agua del Golfo de California cuya falta de incidencia sobre las aguas que bañan la costa peruana justifica que no se les dé un tratamiento extenso.

Acerca de las transformaciones que sigue el Agua de la Corriente de California se podrían repetir algunas de las afirmaciones hechas respecto al Agua Superficial Templada del Pacífico Sur, incluyendo la formación de un mínimo de salinidad superior. Antes de su encuentro con el Agua Tropical Superficial presenta un máximo de salinidad superficial que se relaciona con el Agua del Golfo de California de salinidad particularmente alta, aunque el volumen de esta última masa de agua es reducido y, en consecuencia, la influencia de la difusión de estas aguas salinas no se aprecia lejos del Golfo de California.

12. MASAS DE AGUA SUBSUPERFICIALES

Las masas de agua de niveles correspondientes a la profundidad intermedia o profunda, Agua Antártica Intermedia y Agua Profunda del Pacífico (Agua Común), se originan lejos del área del Océano Pacífico Oriental tropical, mientras que las aguas superficiales Tropical, Subtropical y Ecuatorial se originan dentro del área misma. Las masas de agua subsuperficiales, de niveles de profundidad intermedia entre los niveles anteriores, se originan en lugares del área misma o a distancias inferiores a las del lugar de origen de las aguas de profundidad intermedia y profunda. Entre las que se forman dentro del área, se encuentran el Agua Subtropical Subsuperficial y el Agua de la capa de mínimo oxígeno.

13. AGUA TRANSPORTADA POR LA CORRIENTE DE CROMWELL Y AGUA SUBTROPICAL SUBSUPERFICIAL

Como aclaración preliminar, antes de tratar el tema correspondiente a este encabezamiento, conviene decir que ni la Corriente de Cromwell transporta una sola masa de agua específica, ni el Agua Subtropical Subsuperficial es un agua cuya ubicación típica esté frente a la costa peruana. Sin embargo, el tema correspondiente a las masas de agua subsuperficiales es relativamente complejo —razón por la que lo tratamos en último lugar— y requiere de algunos comentarios de fenómenos fuera del área de mayor interés.

La inspección de la *figura 3-21* puede sugerir algunas dificultades, ya que, en ciertos casos, para un valor de la temperatura

determinado y la salinidad de una muestra de agua, ésta podría clasificarse como correspondiente a más de una masa de agua. Otras consideraciones, además de la salinidad y la temperatura, tendrán que intervenir para decidir a cuál de ellas pertenece; generalmente el dato adicional será geográfico y esto nos lleva a salirnos un poco más de nuestras costas.

La importancia de considerar lo que sucede a las aguas transportadas por la Corriente de Cromwell se comprende mejor recordando la *figura 3-3*. En ella se ve un caudal bastante considerable de agua, procedente de dicha corriente, que penetra hasta la costa peruana y, si su recorrido no lo hace con velocidad extrema, debe ocupar un volumen considerable de las aguas subsuperficiales que se hallan frente a nuestras costas.

Utilizando el contenido de oxígeno disuelto en el agua como indicador del tiempo de permanencia de dicha agua, alejada del contacto con la superficie, resulta que gran parte del agua subsuperficial frente a la costa peruana parece tener un tiempo bastante considerable de permanencia en dicha capa; su contenido de oxígeno es bastante inferior al transportado por la Corriente de Cromwell.

En su estudio de la Corriente de Cromwell en una sección transversal del flujo a los 150°W *figura 3-8*, Montgomery y Stroup (1962) encontraron que el volumen más considerable de agua, de características determinadas dentro de un estrecho margen de temperatura y salinidad, era el correspondiente al agua de temperaturas entre 12°C y 14°C y de salinidad entre 34.8‰ y 35.0‰; el caudal correspondiente era algo superior a los 6 millones de metros cúbicos por segundo.

Esta característica de máxima frecuencia en el flujo no se encuentra en el núcleo de la corriente, donde la salinidad tiene valores más elevados, según se ve, comparando las *figuras 3-8* y *3-28*, donde se aprecian valores de salinidad superior al 35‰ y al mismo tiempo que los correspondientes para la temperatura son más altos, sobre los 20°C, que el valor citado de 12-14°C para el flujo modal.

El agua correspondiente a los 13°C ocupa las capas inferiores de la Corriente Submarina de Cromwell y se mueve más lentamente que el agua próxima al núcleo; la cual está sometida a un proceso de mezcla más intenso y pierde sus características. Por esto, se puede seguir mejor la pista del agua de frecuencia modal y Montgomery y Stroup, en el trabajo citado, estudiaron la penetración de esta agua de 3°C de temperatura en el Océano Pacífico Oriental ecuatorial y afirmaron que se acumula al este de los 120°W en la zona comprendida entre los 5°N y los 5°S, alcanzando, en algunos lugares, un espesor de la capa superior a los doscientos metros.

Agrupando el caudal de la capa que incluye el flujo de frecuencia modal, de 13°C de temperatura, en su parte inferior, y

el correspondiente al núcleo de la corriente, en su parte superior, se totaliza cerca de veinte millones de metros cúbicos por segundo que, a los 150°W, corren hacia el este. La penetración y dispersión de esta agua en el Océano Pacífico Oriental tropical se puede seguir utilizando como indicador del espesor de la capa cuyas temperaturas están comprendidas entre los 13°C y los 19°C. El resultado de ese análisis viene presentado en la *figura 3-29*.

De la *figura* se pueden sacar conclusiones de acuerdo con el esquema de circulación de la *figura 3-3*, como veremos. El agua transportada por la Corriente Submarina Ecuatorial corre con gran velocidad mientras forma parte de la corriente y no resulta extraño que su espesor sea pequeño mientras se mueve rápidamente y que aumente al disminuir su velocidad y, especialmente, al desintegrarse la corriente, lo que sucede un poco al oeste de las islas Galápagos.

La corriente sigue la dirección del ecuador, con el que está generalmente centrado, y, también a lo largo del ecuador, se observa un mayor espesor de la capa de intervalo de temperaturas de 13° a 19° C, durante su recorrido e incluso después de las islas Galápagos. A ambos lados del ecuador, hasta unos tres grados

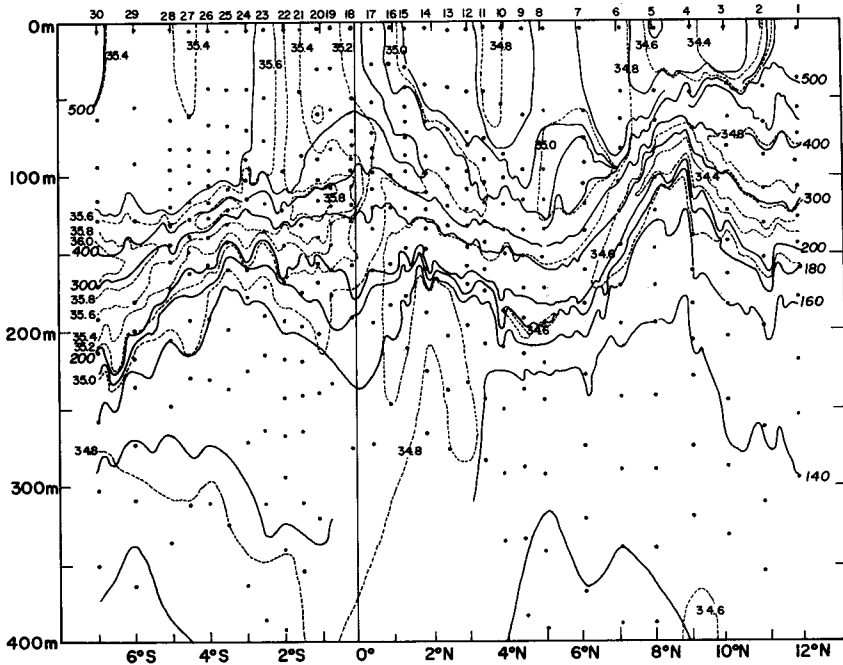


Fig. 3-28. Salinidad en tantos por mil y anomalía termostérica en centilitros por toneladas en el perfil de las *figuras 3-7* y *3-8* (Montgomery y Stroup, 1962).

CIRCULACION Y MASAS DE AGUA EN LA COSTA PERUANA

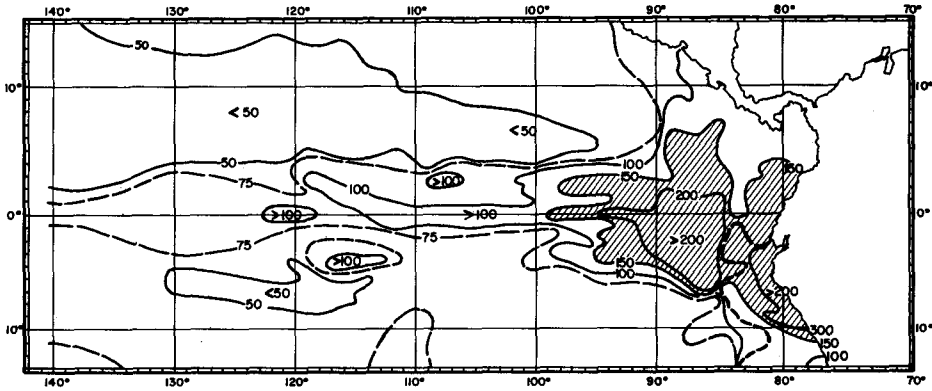


Fig. 3-29. Espesor, en metros, de la capa con temperaturas entre 13°C y 19°C, representando la dispersión de agua procedente de la Corriente Submarina Ecuatorial (Wyrтки, 1967).

de latitud, y entre las longitudes de 90° W y 100°W, se aprecian dos lenguas de gran espesor de la capa de agua considerada, superando los ciento cincuenta metros, que se extienden hacia el oeste.

El movimiento de las aguas en esas dos lenguas, casi simétricas en lugares donde ya no está presente la Corriente de Cromwell, debe suponerse que es de regreso hacia el oeste, en las capas inferiores de la Corriente Sud ecuatorial, de acuerdo con lo que el esquema de la figura 3—3 indica acerca del destino de regreso para el agua transportada por la Corriente de Cromwell.

Como la temperatura superficial del agua frente a la costa del Perú es generalmente inferior a los 19°C, el espesor de la capa de agua dentro del intervalo 13-19°C en estos lugares está representado por el espesor entre la temperatura de 13°C y la superficie. En la figura 3—29 se ha señalado con una línea de trazos gruesos el límite del área con temperatura superficial inferior a los 19°C.

La figura hace patente una acumulación de esta agua frente a la costa peruana hasta los 11°S. El agua de superficie en esta área es generalmente Agua Subtropical Superficial, con salinidades superiores a 35‰; sin embargo, esa agua superficial cubre solamente una delgada capa, debajo de la cual está el agua subsuperficial proveniente de la Corriente de Cromwell.

El contenido de oxígeno de esta agua subsuperficial es muy inferior al de la Corriente de Cromwell, lo que sugiere haber pasado un largo tiempo de permanencia en niveles subsuperficiales. Su salinidad es ligeramente inferior a 35‰ y, antes de buscar su origen vamos a tratar del Agua Subtropical Subsuperficial, con la que está relacionada.

El área donde ocurre el mayor contraste de evaporación causada por los vientos alisios respecto de la precipitación está situada cerca de los 20°S (*figura 3—20*) entre los 100° y 150°W. Allí se está produciendo continuamente una masa de agua muy salada cuya profundidad es asimismo grande, de acuerdo con la profundidad de la termoclina (*figura 3—25*), especialmente en invierno.

Montgomery (1959) calculó el tiempo de permanencia del Agua Subtropical Superficial que se forma en esta área y encontró para el Océano Pacífico Sur, un tiempo de permanencia de unos doce años. Desde allí se extiende hacia el ecuador un máximo de salinidad subsuperficial, situado en la parte superior de la termoclina y, como ella, acercándose hacia la superficie a medida que se aproxima al ecuador.

Knauss (1964) presenta un perfil transversal a lo largo de la parte central del Océano Pacífico tropical que ilustra claramente la posición de la lengua de agua de alta salinidad alejándose del "líquido madre" hacia el ecuador siguiendo el nivel de la termoclina (*figura 3—30*).

La distribución de la salinidad en el perfil de la figura sugiere un flujo hacia la Corriente Submarina de Cromwell que fue justificado teóricamente por Charney (1960) y ha tenido comprobaciones experimentales. Este máximo de salinidad se dispersa por la parte oriental del Pacífico tropical y se encuentra debajo de la delgada capa de Agua Tropical Superficial y Agua Ecuatorial Superficial de bajas salinidades.

Los movimientos horizontales, asociados con la dispersión de esta agua de alta salinidad son los correspondientes a la Corriente Sudecuatorial, la Corriente de Cromwell y el movimiento meridional hacia la Corriente de Cromwell representado en la *figura 3—30*. Por encima de este movimiento, en el hemisferio sur y dirigido hacia el ecuador, está otro movimiento meridional

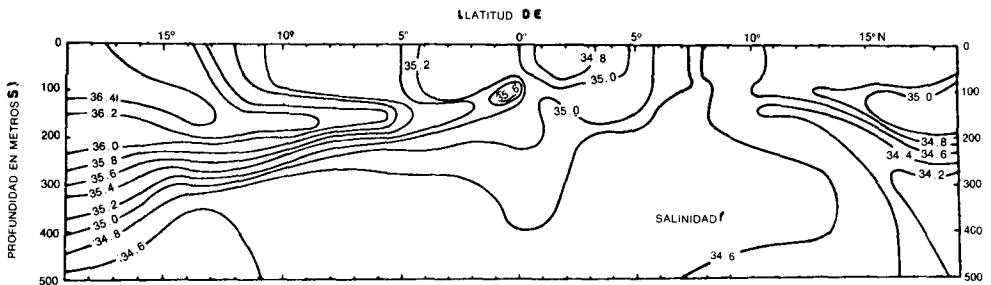


Fig. 3-30. Perfil transversal de salinidad, en el Pacífico central tropical (De "Research in Geophysics". Knauss, 1964. Con permiso de M I T Press).

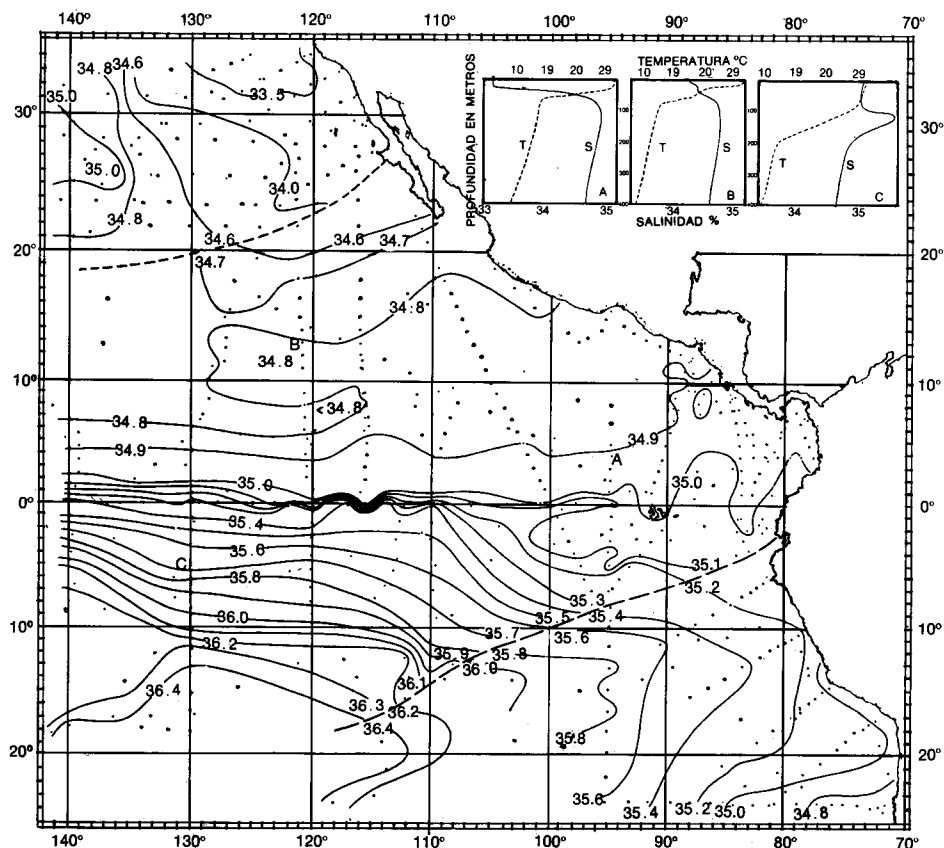


Fig. 3-31. Salinidad en el núcleo de la máxima salinidad (Wyrtki, 1967).

superficial producido por los vientos alisios que soplan cerca del ecuador; pero cuya influencia sobre la masa de agua que estamos considerando no es importante.

La Corriente Sudecuatorial aleja parte de estas aguas del área marina de nuestro máximo interés, mientras que la Corriente Submarina de Cromwell las lleva hacia el Océano Pacífico Oriental tropical y, por ello, en secciones meridionales, en las que se corta a la Corriente de Cromwell transportando estas aguas, se aprecia un núcleo de máxima salinidad coincidiendo con dicho transporte de la Cromwell. Esto se observa en la *figura 3—30*, donde se presenta un máximo de salinidad con valores que exceden 35.6‰, entre el ecuador y 1°S, hacia los cien metros de profundidad.

El agua transportada hacia el este por la Corriente Submarina de Cromwell está sometida a intensa mezcla lo que hace disminuir su temperatura y su salinidad a medida que progresa su avance hacia el este.

La *figura 3—31* muestra la salinidad dentro del núcleo de máxima salinidad correspondiente a esta agua que, dentro del Océano Pacífico oriental tropical, tiene una característica muy precisa y diferente de la que está por encima y por debajo de ella. Se trata del Agua Subtropical Subsuperficial.

El contraste de salinidades es más notable respecto del Agua Tropical Superficial que generalmente la cubre, como puede verse en la distribución vertical de la salinidad de las estaciones A, B y C, cuya ubicación está señalada en el mapa y cuyas curvas de salinidad-profundidad y temperatura-profundidad están en la parte superior de la *figura 3—31*.

Esta *figura* muestra también, por medio de dos líneas de trazos, los límites norte y sur del área con máximo de salinidad en un nivel subsuperficial; fuera de estos límites, el máximo valor de la salinidad ocurre en la superficie y esos son los valores representados en la *figura*. En el hemisferio sur, el máximo de salinidad subsuperficial está limitado por la línea de trazos que va desde Ecuador hasta el centro del máximo absoluto de salinidad superficial.

A lo largo del recorrido de la Corriente de Cromwell, la parte superior de la capa de máxima salinidad es la que va sufriendo descomposición por mezcla, quedando progresivamente, en el núcleo, las características de una capa cada vez más profunda, con menor temperatura. Así se puede observar en la disminución de temperatura de la capa que tiene núcleo de máxima salinidad (*figura 3—32*).

Las características del Agua Subtropical Subsuperficial aparecen, en el diagrama T—S de la *figura 3—21*, dentro de una curva cerrada que presenta una inclinación relativamente suave entre la zona de altas temperaturas y salinidad y un lugar hacia los 35.4‰ de salinidad y 19°C de temperatura; entre este lugar y la zona de menores salinidades y temperaturas, la inclinación es más empinada, semejante a la relación T—S de la Capa de Mínimo Oxígeno.

La parte de más suave inclinación está centrada aproximadamente con la σ_t correspondiente al valor de 24.96 (300 cl/ton de anomalía de volumen específico) corresponde con la relación temperatura-salinidad de las muestras de agua que se encuentran en el hemisferio sur. Su salinidad es superior a 35.4‰, disminuyendo la salinidad y la temperatura a medida que el agua se acerca al ecuador.

En la parte donde se produce el cambio de curvatura, de la curva cerrada que encierra los valores correspondientes al agua próxima al ecuador, con temperaturas más bajas de acuerdo con la desintegración que se produce por mezcla, experimentada por las capas superiores —de temperatura más elevada— en la Corriente de Cromwell. La parte mezclada, después de experimentar un enfriamiento y pasar al hemisferio norte, presenta una

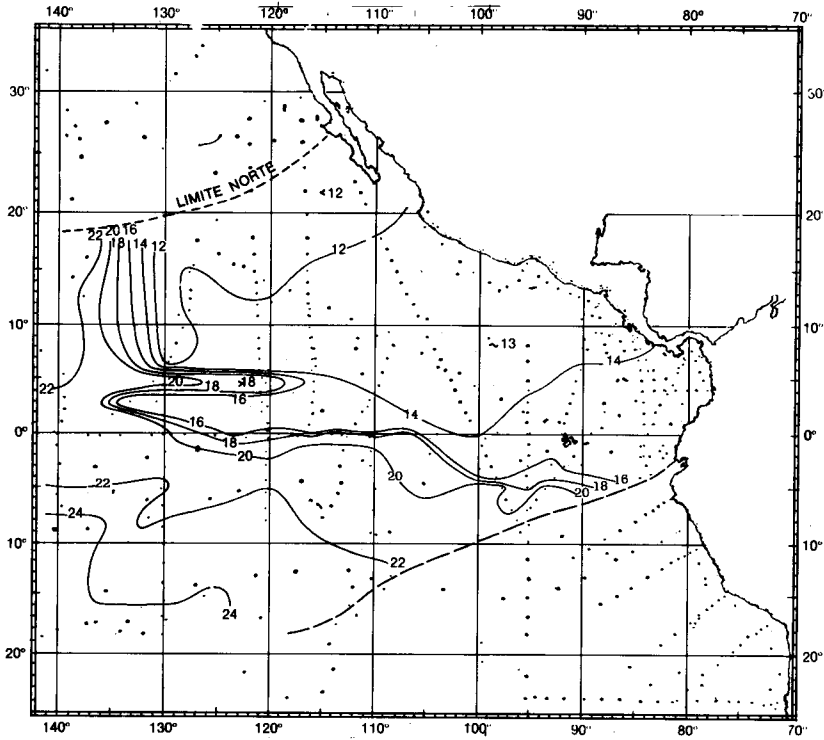


Fig. 3-32. Temperatura en el núcleo de la capa con máxima salinidad (Wyrski, 1967).

relación de temperatura-salinidad en sus aguas, correspondiente a la parte más empinada, dentro de la curva cerrada.

14. AGUA ECUATORIAL SUBSUPERFICIAL Y AGUA DE LA CAPA DE MINIMO OXIGENO

Supongamos un gran volumen de agua con las características señaladas por el punto A en el diagrama T—S de la figura 3—33, es decir, salinidad de 36‰ y temperatura 20°C; y otro gran volumen de agua de características 35‰ de salinidad y 16°C de temperatura, representadas por el punto B. Si se mezclan cantidades iguales de ambas aguas se obtiene agua de las características del punto M, en el punto medio de la recta AB.

En el caso de que, en la mezcla haya mayor proporción del agua A que del agua B, entonces el resultado de la mezcla será un agua con características de salinidad y temperatura que, en el diagrama, vendrá representada más cerca del punto A que del punto B; sin embargo, siempre estará en la recta AB, sea cualquiera la proporción en que se mezclen.

TEMPERATURA °C

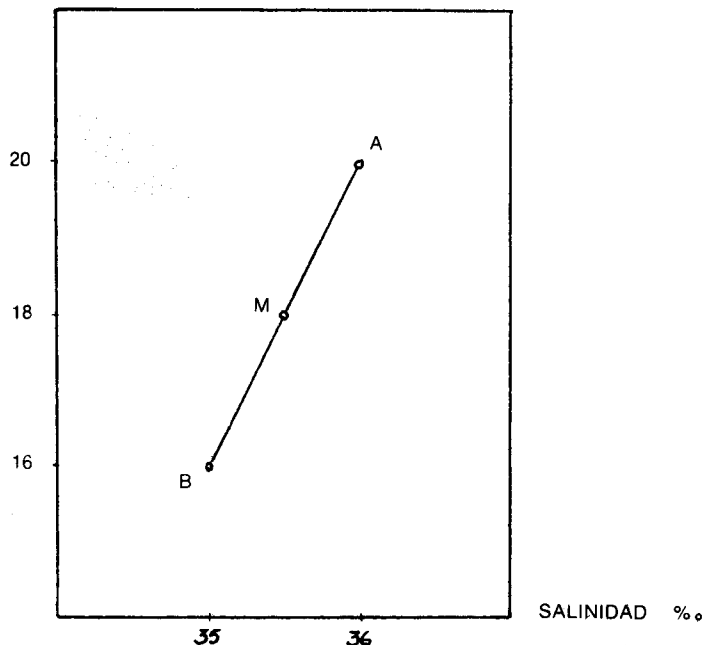


Fig. 3-33. Diagrama temperatura-salinidad mostrando un tipo de agua ideal A, un tipo de agua ideal B y su mezcla perfecta M.

Algunas veces, las características de una masa de agua vienen representadas en el diagrama T—S por una recta, lo cual lleva a pensar que se trata del resultado de una mezcla de aguas de características definidas por los extremos de dicha recta; aunque en la práctica no se encontrarán esos volúmenes de agua tan homogéneos, como los A y B del ejemplo anterior, que tienen una única temperatura y una única salinidad y, en consecuencia, los puntos representativos de las características T—S estarán, no estrictamente sobre una recta, sino agrupados en la proximidad de la recta.

En la *figura 3—21* aparece la relación T—S del Agua Ecuatorial Subsuperficial representada a lo largo de una recta cuyo extremo inferior corresponde al Agua Antártica Intermedia —la cual se presenta como un ingrediente de una mezcla que origine el Agua Ecuatorial Subsuperficial— y en el extremo superior tiene el Agua Subtropical Subsuperficial, que se presenta como el otro posible ingrediente. Teniendo en cuenta que ese extremo se dirige hacia el Agua Subtropical Superficial y que la Subtropical Subsuperficial se origina de la Subtropical Superficial, podríamos también suponer esta última como la otra masa de agua que la origina por mezcla.

Podemos considerar, pues, al Agua Ecuatorial Subsuperficial como un producto de la mezcla del Agua Antártica Intermedia con el Agua Subtropical Subsuperficial o con el Agua Subtropical Superficial. Esta agua de mezcla es la misma masa de agua denominada Agua Ecuatorial del Pacífico (o Agua del Pacífico Ecuatorial) por Sverdrup y otros (1942) y señalada en la *lámina 3—1* y *figura 3—1*, aunque conviene recordar aquí que la clasificación de Sverdrup tampoco la consideraba como una masa de agua superficial, pues nunca se presenta en superficie.

El Agua Ecuatorial Subsuperficial se encuentra cerca del ecuador —en el hemisferio sur— ocupando el intervalo de profundidades de 50 a 500 metros con sólo una delgada capa de Agua Ecuatorial Superficial encima. Debido a la gran cantidad de tiempo de permanencia en niveles subsuperficiales, esta masa de agua presenta un valor mínimo del oxígeno disuelto, aunque generalmente no coincide el mínimo absoluto de oxígeno con el núcleo del Agua Ecuatorial Subsuperficial, lo cual posibilita considerar independientemente al Agua de la Capa de Mínimo Oxígeno.

El contenido de oxígeno disuelto en el agua no se utiliza generalmente para definir las características de una masa, debido a que el oxígeno es una propiedad que varía dentro del seno mismo de la masa de agua, al estar sometida a procesos biológicos. La cantidad de sal o de calor de una masa de agua solamente experimentan intercambios a través de la superficie que la separa del exterior y, en ese sentido, la temperatura y la salinidad resultan ser propiedades conservativas, apropiadas para la identificación de masas de agua.

En algún caso concreto, como en el presente, se pueden derivar ventajas de considerar específicamente a la capa de mínimo oxígeno debido a que el conjunto se forma en un área determinada y tiene su origen en un proceso característico. El valor del mínimo, sin embargo, es bastante variable en el ámbito del Océano Pacífico Oriental tropical según se puede ver en la *figura 3—34*. Una representación, que abarcara todo el Océano Pacífico, pondría de manifiesto que esta área es la correspondiente a los menores valores de oxígeno y que el Pacífico norte es más pobre que el sur en oxígeno disuelto.

Como complemento del estudio de la circulación, el contenido de oxígeno se utiliza para obtener una indicación de la edad relativa del agua que lo contiene, considerando como edad el tiempo transcurrido desde que tuvo contacto con la superficie. Puede haber razones adicionales de más rápido consumo de oxígeno —“envejecimiento”— que lo normal, debido a intensificación de procesos biológicos.

Los movimientos de la circulación horizontal alrededor de los anticiclones, que afectan la capa superficial, son especialmente efectivos para poner en contacto aguas y mezclarlas. En la mez-

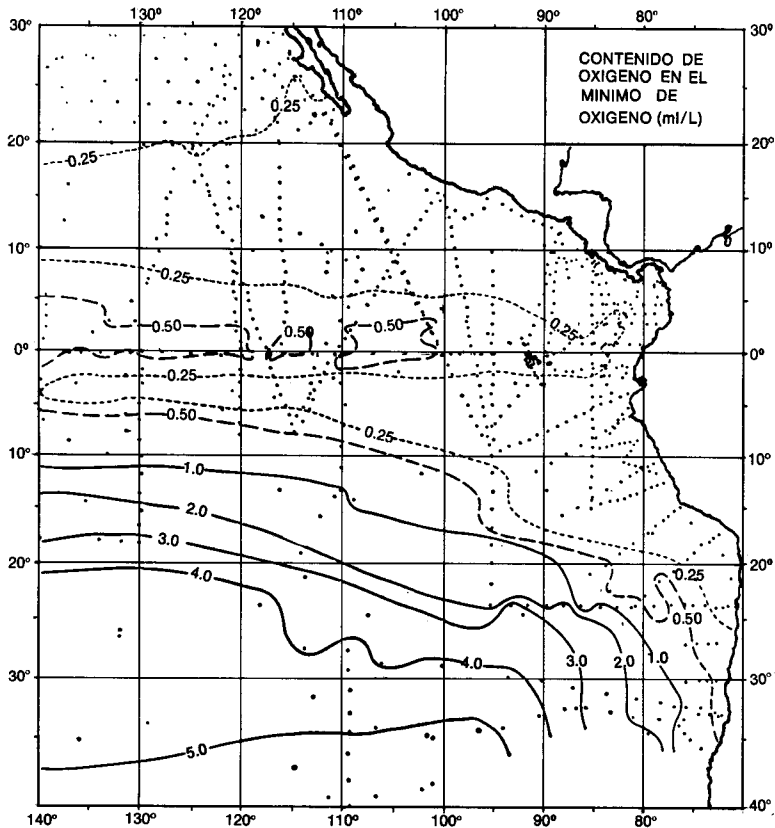


Fig. 3-34. Contenido de oxígeno disuelto en el mínimo de oxígeno, en ml/L. (Wyrski, 1967).

cla, al ganar oxígeno disuelto el volumen de agua con contenido más pobre, obtendrá un efecto de "rejuvenecimiento" semejante a un acercamiento a la zona de influencia de la atmósfera.

Existen, sin embargo, unos lugares de las cuencas oceánicas, en la parte oriental y ecuatorial que nos ocupa, a los que la circulación anticiclónica no llega fácilmente; en su nivel subsuperficial se desarrolla el mínimo de oxígeno debido a lo lento de la circulación, que hace grande el tiempo de permanencia del agua en dicha área y, adicionalmente, a que en gran parte de la región la actividad biológica es intensa con alta productividad en las capas superficiales y un correspondiente alto consumo de oxígeno en las subsuperficiales.

La capa con contenido de oxígeno menor de 1 ml/L tiene más de mil doscientos metros de espesor frente a la costa de Méjico y más de ochocientos metros frente al Perú (*figura 3—35*). La profundidad del mínimo absoluto oscila entre los 300 y los 500 metros, mientras la parte superior de la capa con oxígeno me-

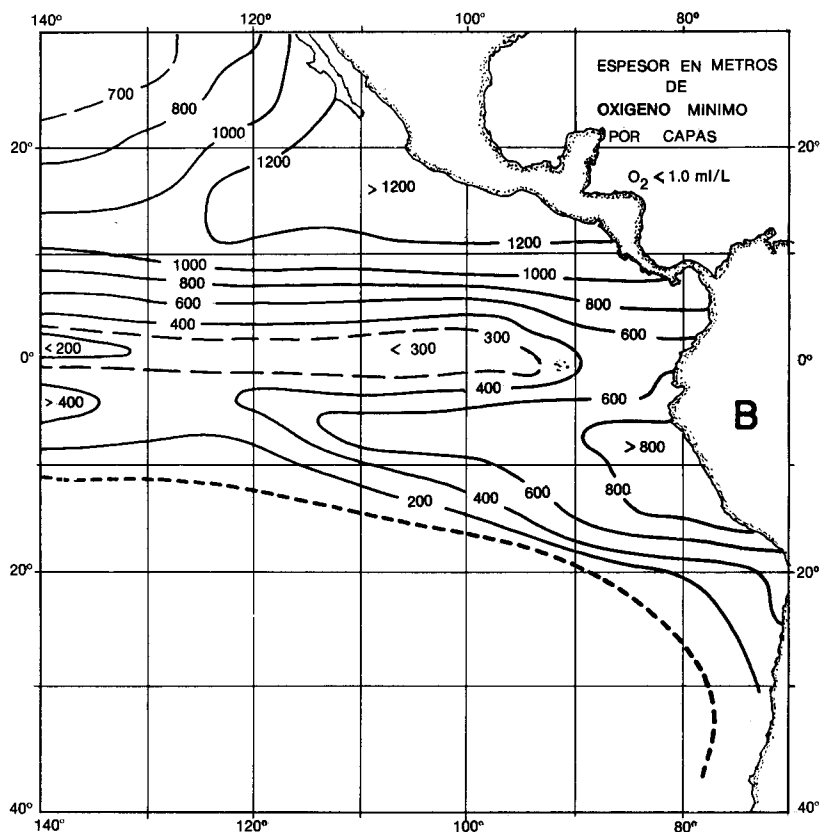


Fig. 3-35. Espesor de la capa de contenido de oxígeno disuelto inferior a 1 ml/L, en metros (Wyrki, 1967).

nor de 1 ml/L llega a sólo 50 metros de la superficie frente al Perú y a América Central, muy cerca de la costa.

Una gran parte del agua transportada por la Corriente Submarina Ecuatorial (de Cromwell) hasta cerca de las islas Galápagos, en los niveles de cien a doscientos metros penetra en la capa de mínimo oxígeno del hemisferio norte y del sur, abasteciéndola de oxígeno y aumentando su salinidad con valores superiores a 34.9‰. El agua resultante que se dispersa hacia el sudeste en dirección a la costa del Perú, es de bajo contenido de oxígeno y abastece el afloramiento producido frente a la parte norte de la costa peruana, de acuerdo con el estudio del movimiento vertical de estas aguas realizado por Wyrki (1963).

La penetración del agua de la Corriente Submarina Ecuatorial justifica la reducción de espesor de la capa con oxígeno inferior a 1 ml/L en el ámbito de dicha corriente, cerca del ecuador, lo que divide en dos grandes cuerpos el volumen de agua con contenido de oxígeno extremadamente bajo (figura 3—35).

Los valores del oxígeno disuelto en el mínimo de oxígeno (*figura 3—34*) también presentan un máximo relativo en dicha área.

El gran espesor, que se encuentra en todo el área, de escaso oxígeno tiene una explicación común en el equilibrio entre consumo y renovación del oxígeno en la capa subsuperficial considerada; sin embargo, en la capa superior, dentro del ámbito del Agua Subtropical Subssuperficial, de los cincuenta a los doscientos cincuenta metros de profundidad, tanto el consumo como la renovación son activos; mientras que, más abajo y hasta incluyendo parte del Agua Antártica Intermedia, ambos procesos son más lentos.

En efecto, en la capa superior la circulación horizontal es relativamente intensa y el tiempo de permanencia de esta agua en el Océano Pacífico oriental tropical se ha estimado de unos diez años. Al mismo tiempo, la llegada a esta capa de materiales oxidables es igualmente intensa, por hallarse debajo de una capa superficial muy productiva. El consumo en las capas inferiores decrece notablemente y, simultáneamente, se va llegando a los niveles de mínimas velocidades horizontales.

El movimiento del Agua Ecuatorial Subssuperficial frente al Perú requiere también de distinción entre dos niveles, aunque no son los mismos acabados de mencionar, sino más elevados. La parte superior de dicha masa de agua está impedida de moverse hacia el sur, más allá de los 15°S, debido a la penetración hacia el norte del agua de baja salinidad que se mueve con la Corriente del Perú.

La parte inferior del Agua Ecuatorial Subssuperficial, con temperaturas inferiores a 12°C, continúa su penetración hacia el sur especialmente, a profundidades entre doscientos y cuatrocientos metros, formando un máximo de salinidad que coincide con un mínimo de oxígeno. La penetración de esta agua hacia el sur la realiza la Corriente Submarina del Perú, como lo advierten Wooster y Gilmartin (1961) y Wyrcki (1963) y se percibe por el máximo de salinidad en el perfil de Gunther (*figura 3—13*), que sugirió la existencia de esta corriente.

De este modo se presentan, al sur de los 15°S, una capa de agua con mínimo de salinidad que avanza hacia el norte con la Corriente del Perú y una capa con valores de salinidad formando un máximo, entre la capa anterior de baja salinidad y el Agua Antártida Intermedia, de salinidad todavía más baja. Les asignaremos los nombres de Agua del Máximo de Salinidad Inferior y del Mínimo de Salinidad Superior frente a Chile, que aparecen en el diagrama de la *figura 3—21*.

Al hablar del Agua Templada Superficial del Pacífico Sur, se mencionó la formación de un mínimo de salinidad subsuperficial protegido del proceso de aumento de salinidad superficial por la estabilidad vertical que produce la termoclina. El efecto

de protección de la termoclina parece ser estacional, con la mayor intensidad acompañando a la somera termoclina de verano, como lo presenta Wyrтки (1965).

La misma *figura 3—21* sugiere el origen del mínimo de salinidad superior a partir del Agua Templada Superficial del Pacífico Sur. Es al sumergirse, hacia los 35°S, cerca de la convergencia Subtropical, cuando estas aguas adquieren individualidad propia. Más al norte, su propagación puede seguirse hasta un poco más allá de los 15°S; junto a la costa del Perú está situada muy cerca de la superficie, a unos cincuenta metros de profundidad o menos —con una delgada capa de Agua Subtropical encima— y proporciona el agua para el afloramiento.

Coincidiendo con la extensión horizontal del agua en el mínimo de salinidad que, mar adentro, llega hasta 95°W a profundidades mayores, de unos doscientos cincuenta metros, se encuentra la citada Agua del Máximo de Salinidad Inferior, transportada junto a la costa por la Corriente Submarina del Perú, y, más lejos, por la Contracorriente.

Esta agua procede del Agua Ecuatorial Subsuperficial a la que damos ese nombre mientras se encuentra en el área en que no constituye un máximo relativo de la salinidad, es decir, mientras tiene encima el Agua Subtropical Superficial aún de más alta salinidad. El Agua del Máximo de Salinidad se origina, pues, en la capa de mínimo oxígeno y según ambas características puede seguirse su curso en los perfiles de las *figuras 3—14* y *3—15*. Generalmente se encuentra unos doscientos metros por debajo del Agua del Mínimo de Salinidad Superior.

15. MOVIMIENTO DE LAS MASAS DE AGUA EN EL SISTEMA DE LAS CORRIENTES DEL PERU

Con base en las observaciones realizadas por la Expedición *Step—I*, Wyrтки preparó el esquema de la *figura 3—36*. En ella se representa el movimiento de los flujos producidos por las corrientes en los primeros quinientos metros de profundidad. Las flechas negras, llenas, indican la dirección del flujo en la capa superficial mientras que las flechas en blanco con contornos interrumpidos representan los flujos, básicamente subsuperficiales, de la Contracorriente del Perú y de la Corriente Submarina del Perú; a esta última se la observa a partir de los 15°S.

Para dar una idea del movimiento tridimensional del flujo, se presentan también los movimientos verticales medios de cinco áreas en las que se dividió el área total abarcada por la expedición *Step—I*; tres de las áreas son costeras y las otras dos, de mayor superficie, se reparten el resto del área total. Este tema se tratará con mayor detalle al hablar específicamente del aflo-

ramiento; pero ya se puede observar una tendencia al movimiento hacia arriba junto a la costa y hacia abajo mar adentro.

Las masas de agua delimitadas en esta *figura 3—36* tienen las características presentadas en el diagrama T—S de la *figura 3—21*. Puede apreciarse que el Agua del Mínimo de Salinidad Superior, procedente del Agua Templada de Superficie —a veces denominada Subantártica—, se puede distinguir solamente en la parte más al sur de los 15°S con un mínimo de salinidad inferior a los 34.5‰ entre los valores más altos del Agua Ecuatorial Subsuperficial por debajo del Agua Subtropical encima.

Tanto en el ámbito de la Contracorriente Sudecuatorial, que se aprecia con mayor dificultad, como en el correspondiente a la Contracorriente del Perú y de la Corriente Submarina del Perú, se observa acarreo de Agua Ecuatorial Subsuperficial hacia el sur. Esta última relación aparece muy clara en el diagrama.

Para establecer la masa de agua asociada con la Contracorriente Sudecuatorial, nos fijamos en el perfil vertical que parte de Punta Aguja y llega hasta los 95°W y 13°S. En la capa entre cien y doscientos metros, donde la Contracorriente Sudecuatorial está muy bien definida y ubicada hacia la mitad del perfil (*lámina 3—II*), se aprecia, de la *figura 3—36*, la presencia de Agua Ecuatorial Subsuperficial. Todos los flujos hacia el sur transportan, pues, aparentemente, la misma masa de agua.

El Agua Ecuatorial Subsuperficial se señala en toda el área por valores muy bajos del contenido de oxígeno disuelto, como ya habíamos visto en el apartado anterior. La propagación de esta agua hacia el sur se justifica por el transporte de las mencionadas corrientes y su propagación horizontal es atribuida por Wyrтки (1967) a la mezcla horizontal.

El Agua Subtropical Superficial aparece en la mayor parte del área correspondiente a la *figura 3—36*, en una capa superficial bastante somera que va profundizándose a medida que se aleja del litoral, del mismo modo que va profundizándose la termoclina hasta alcanzar ambas unos doscientos metros de profundidad en el centro del giro anticiclónico.

En los bloques A y B correspondientes a la distribución de salinidad (*láminas 3—III y 3—IV*), se pueden apreciar las masas de agua acabadas de citar y el Agua Antártica Intermedia que se encuentra en toda la región representada en el nivel inmediatamente inferior al de la *figura 3—36*, es decir entre los seiscientos y los novecientos metros.

En la cara frontal vertical del bloque A se pueden observar, por presentar salinidades inferiores a 34.5‰ de salinidad y por un color azul más intenso, dos capas de mínimo de salinidad, claramente separadas junto a la costa por la capa de más elevada salinidad del Agua Ecuatorial Subsuperficial, con salinidad en exceso de 34.6‰. Hacia los 90°W a 95°W, no se aprecia

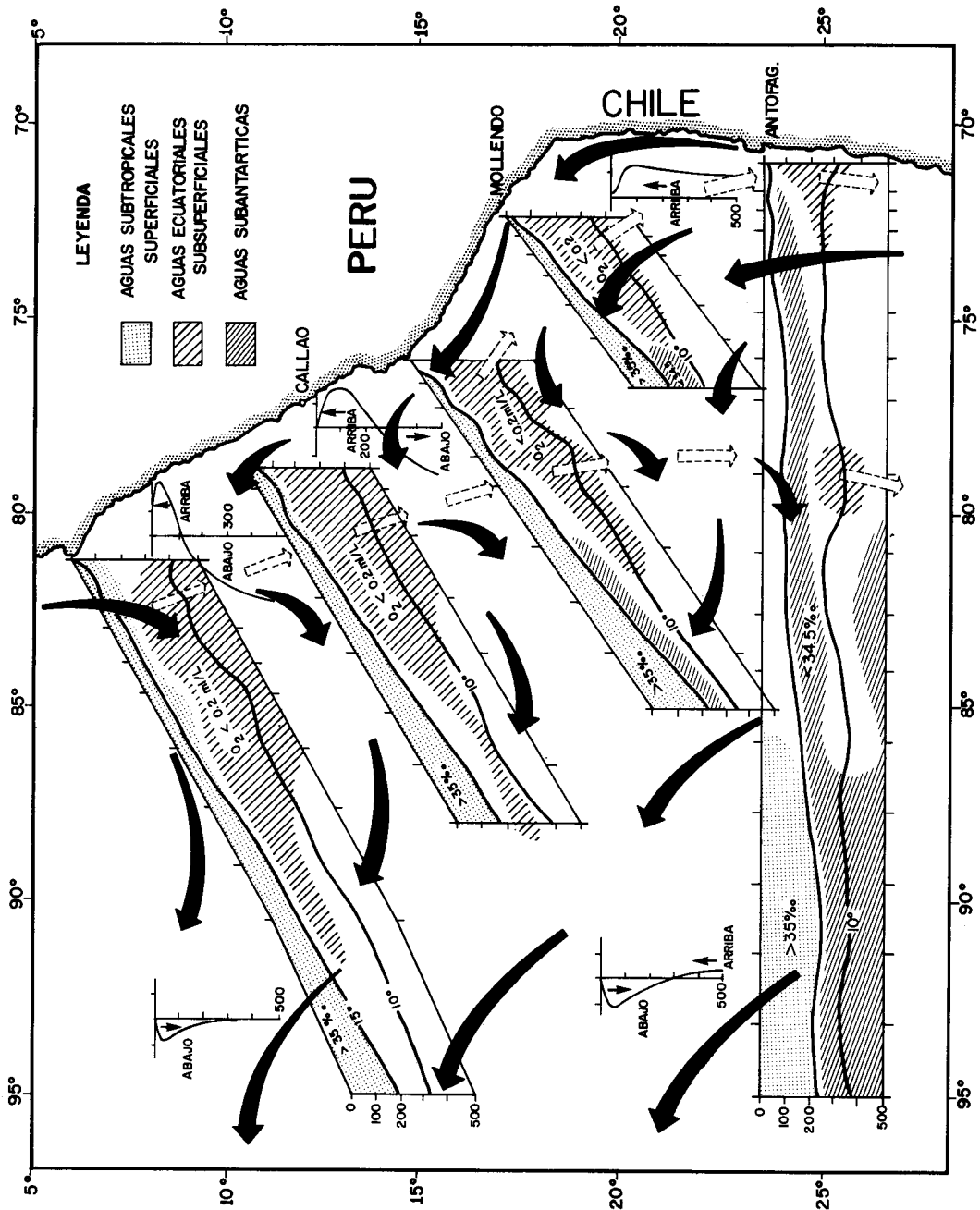


Fig. 3-36. Movimiento de los caudales en sentido horizontal y vertical y distribución de las principales masas de agua frente a la costa del Perú. (Wyrtki, 1964 b).

la diferencia entre ambos mínimos de salinidad: se presentan aparentemente confundidos.

La capa superior del mínimo de salinidad tiene la masa de agua del mismo nombre, procedente de la zona climática templada del Pacífico Sur (o Subantártica). El mínimo inferior de salinidad pertenece al Agua Antártica Intermedia. En la vertical de los 90°W a los 95°W existe también un valor de salinidad relativamente alto entre los mínimos de ambas capas; sin embargo, la diferencia entre los valores numéricos de las salinidades en la vertical de la estación situada hacia los 90°W no fue suficiente para destacar en el gráfico la existencia de un máximo de salinidad intermedio un poco más abajo de los cuatrocientos metros.

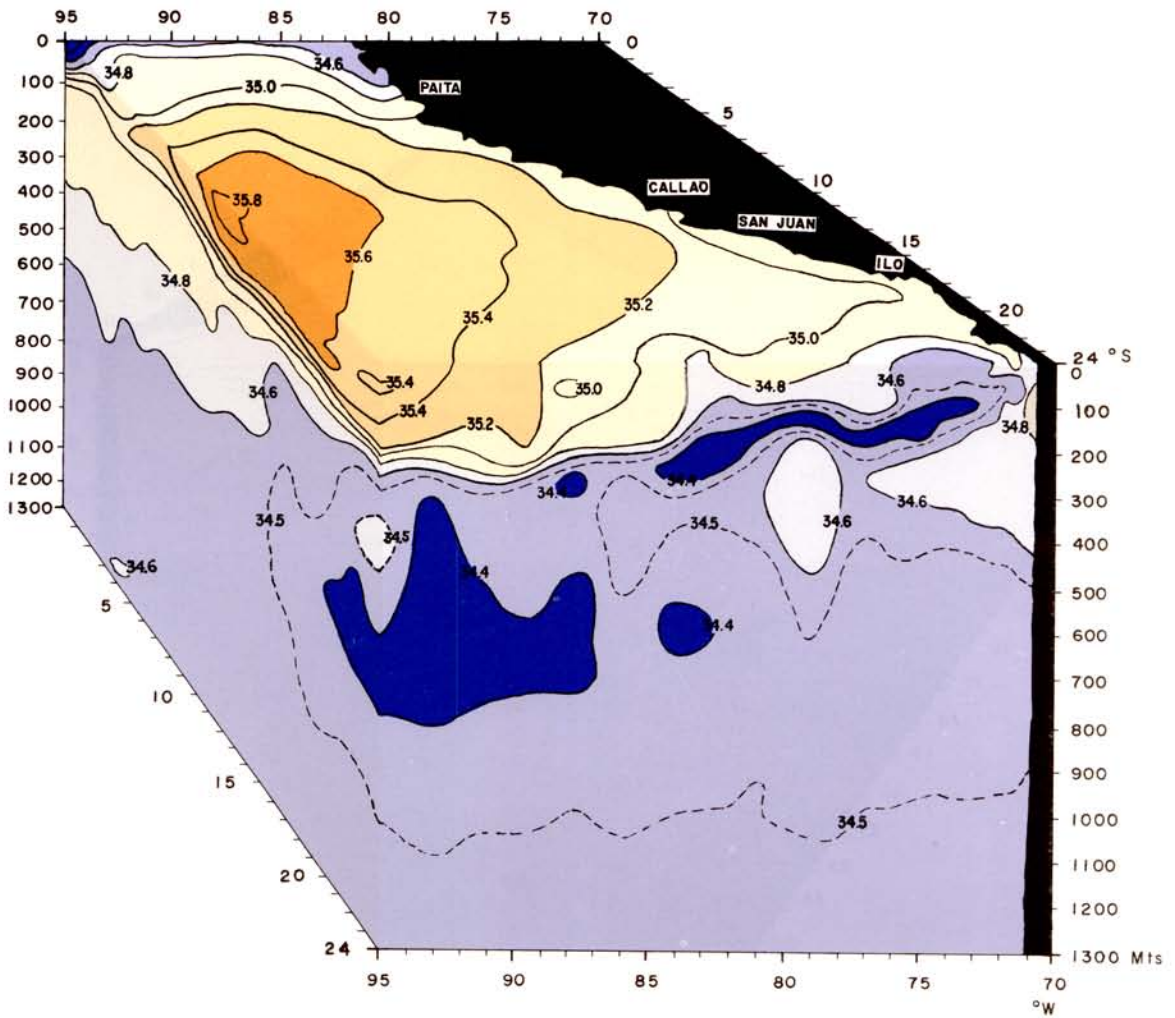
La cara frontal del bloque B (*lámina 3—IV*) presenta más clara aún la distinción entre los mínimos de salinidad correspondientes al Agua Antártica Intermedia y a la del Mínimo de Salinidad Superior. Esta última masa de agua ya no se presenta tan cerca de la costa y en la cara lateral vertical del bloque se ven indicios de que su penetración hacia el norte debe estar terminando.

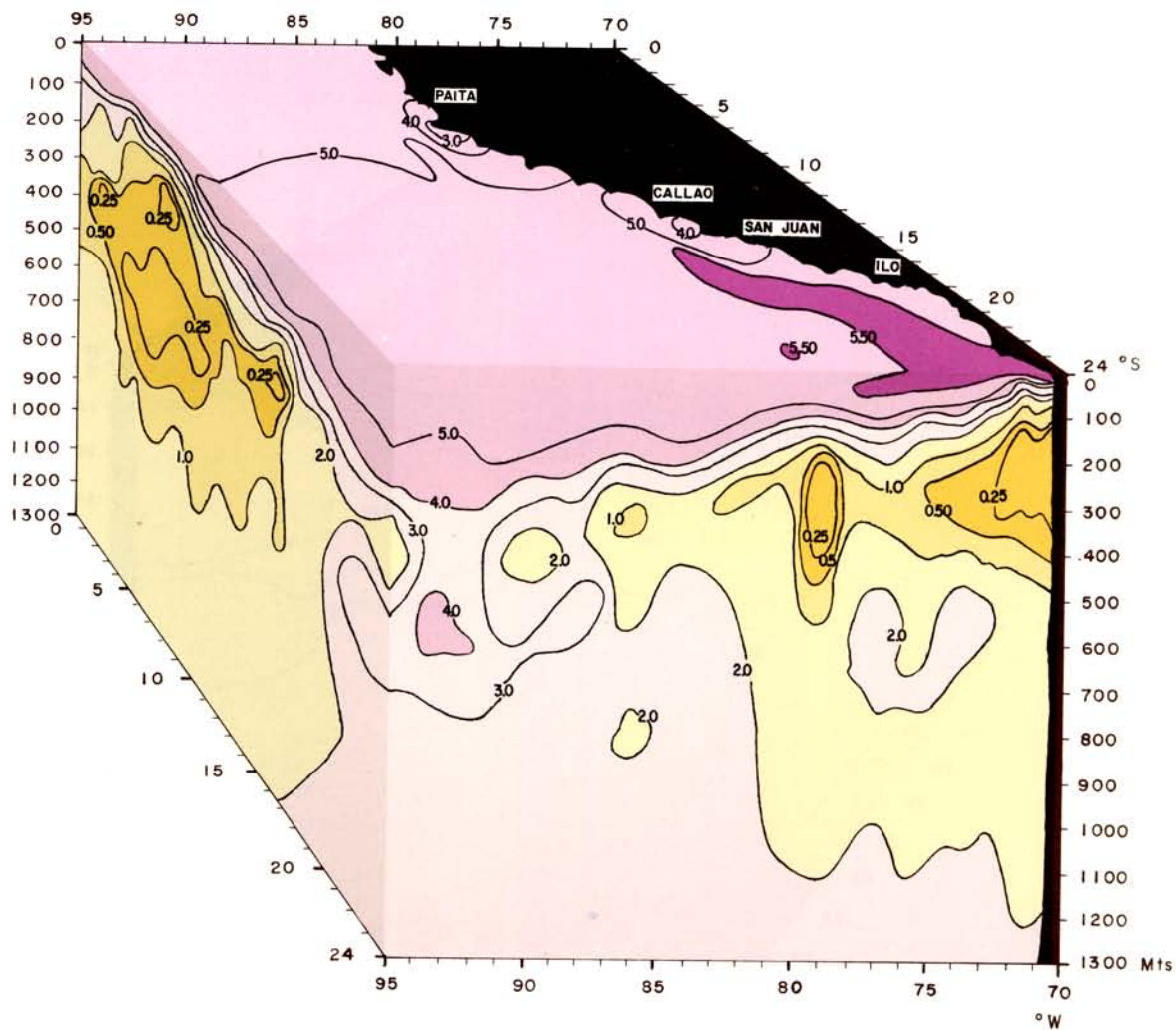
La extensión del Agua Ecuatorial Subsuperficial hacia fuera de la costa se ve mayor en el bloque B y se aprecia la presencia en superficie de agua con más de 35‰ de salinidad del Agua Subtropical Superficial en casi toda la superficie, excepto frente a Callao y San Juan, donde la mezcla con agua de afloramiento reduce el valor de la salinidad a menos de 35‰ junto a la costa.

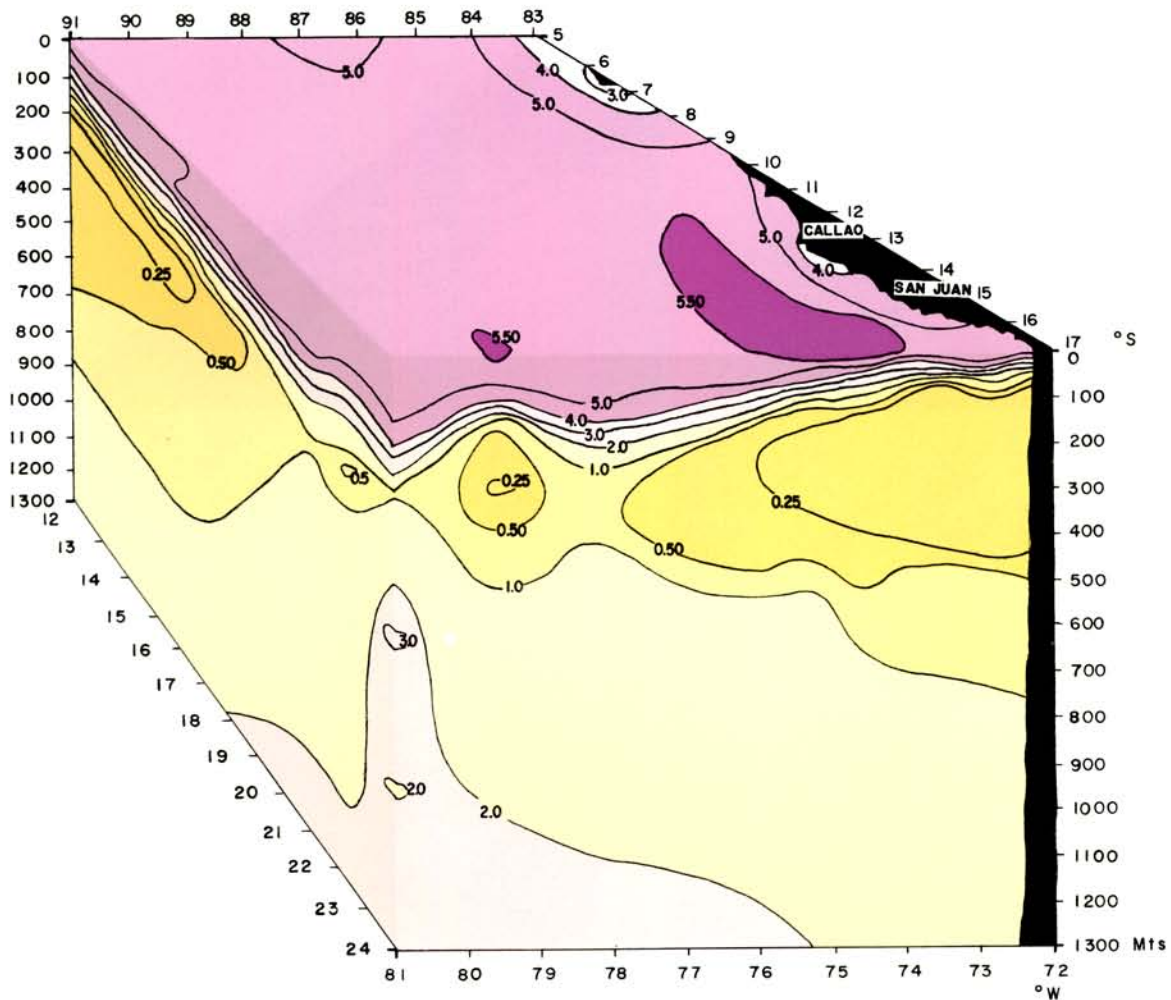
La parte superior del bloque A (*lámina 3—III*) muestra en el norte de la región el Frente Ecuatorial, puesto en evidencia por la concentración de isohalinas, al norte de las cuales se aprecian las salinidades propias del Agua Ecuatorial Superficial e incluso del Agua Tropical Superficial. Los máximos valores de salinidad se destacan claramente por el color anaranjado y, a partir de unos 15°S cerca de la costa y más al sur todavía, lejos de ella, ya no aparece el Agua del Mínimo de Salinidad Superior, con lo que la disminución de salinidad es progresiva desde la superficie al núcleo del Agua Antártica Intermedia.

La distribución del oxígeno disuelto representada en el bloque A (*lámina 3—V*) y el bloque B (*Lámina 3—VI*) confirma algunas de las afirmaciones anteriores. Estas distribuciones de oxígeno son interesantes, además, para estudiar su incidencia en los procesos biológicos.

En la superficie se observa la relativa riqueza en oxígeno que es de esperar por el contacto directo del agua con el aire y aumentada por efecto de la fotosíntesis realizada por el fitoplancton. Las isolíneas de oxígeno están numeradas de acuerdo a la cantidad de mililitros de oxígeno disueltos en un litro de agua.







También destaca en superficie la relativa pobreza en oxígeno en las áreas de más intenso afloramiento en la época en que se hicieron estas mediciones, es decir, frente a San Juan y Callao y frente a Paita; esta escasez de oxígeno es por otra parte, consecuencia de haberse mezclado el agua de superficie con el Agua Ecuatorial Subsuperficial que yace inmediatamente a la capa superficial en esas áreas.

En la cara frontal del bloque A (*lámina 3—V*), se aprecia bien el mínimo de oxígeno que separa las capas más oxigenadas del Agua del Mínimo de Salinidad Superior y del Agua Antártica Intermedia, apreciándose mejor que en el caso de la salinidad la separación de esas masas de agua entre los 90°W y 95°W a una profundidad de unos cuatrocientos metros.

El gradiente de oxígeno disuelto aparece muy marcado, formando una oxiclina bien señalada, en la parte superior del mínimo de oxígeno en toda la extensión horizontal de la región, acercándose notablemente a la superficie cerca de la costa. Es notable, como se aprecia en las partes frontales de los bloques, la semejanza geométrica que presentan las posiciones de los mínimos de oxígeno con los máximos de salinidad, delatándose en ambos casos la presencia del Agua Ecuatorial Subsuperficial.

La cara lateral del bloque A refleja, además, la disminución del espesor de la capa con valores de oxígeno disuelto inferiores a 1 ml/L en las inmediaciones del ecuador; esta circunstancia fue atribuida a la descarga de agua con mayor contenido de oxígeno procedente de la Corriente Submarina Ecuatorial o de Cromwell.

A pesar de encontrarse valores muy inferiores a 0.25 ml/L de oxígeno en la capa de mínimo oxígeno no se ha encontrado desprendimiento de sulfhídrico (H_2S), como sería el caso si los procesos de oxidación, después de agotado el oxígeno disuelto en el agua, hubiesen recurrido al oxígeno de combinación presente en los sulfatos (el oxígeno de combinación del agua es todavía más estable que el del sulfato). Solamente en situaciones excepcionales, en los puertos o en sucesos anormales, se produce en nuestro mar una intensa putrefacción, con la demanda de oxígeno necesaria como para descomponer los sulfatos metálicos a ácido sulfhídrico.

Dentro de la lengua con exceso de 5.50 mililitros de oxígeno disuelto en un litro de agua, existen valores de 5.70 ml/L en lugares de la superficie con temperatura próxima a los 18°C llegando a los límites de la sobresaturación.

◁ *Lámina 3-V.* Distribución del oxígeno disuelto en el agua de mar, en milímetros por litro (ml/L), en el bloque A. 347

◁ *Lámina 3-VI.* Distribución del oxígeno disuelto en el agua de mar, en milímetros por litro (ml/L), en el bloque B.

Capítulo IV

EL MAR PERUANO Y LOS FENOMENOS METEOROLOGICOS

En el capítulo primero se dijo que las corrientes de superficie estaban básicamente reguladas por el sistema de vientos. La temperatura del agua depende, evidentemente, de las condiciones meteorológicas; hemos mencionado también que el flujo Ekman, producido directamente por el viento, causa el afloramiento frente a nuestras costas —aunque este tema merece un tratamiento más detenido—; en el capítulo tercero se justificaba las características de alta salinidad del Agua Subtropical Superficial por el exceso de evaporación sobre la precipitación y la baja salinidad del Agua Tropical Superficial, y las precedentes de la zona climática templada, por el exceso de precipitación sobre evaporación en su lugar de origen.

Si hasta ahora, hemos tratado con estas y otras relaciones entre la atmósfera y el mar, parecería que ya no es necesario dedicar un capítulo exclusivo para este tema. En realidad es tan estrecha la relación entre los fenómenos del mar y de la atmósfera que, como hemos visto, no es posible entrar en el detalle de lo que ocurre en el mar sin recurrir a los fenómenos que suceden en el aire, con su movimiento, intercambios de energía y de agua que pasa al aire o del aire que se disuelve en el agua.

En capítulos anteriores nos dedicamos preferentemente a la incidencia de la atmósfera sobre el mar —nuestro principal objeto de interés—, y en este capítulo, junto con otras influencias del aire sobre el agua, nos vamos a dedicar también a lo que el mar representa en los fenómenos atmosféricos que suceden en la costa peruana. A veces se forma una trama tal entre los fenómenos del aire y del mar que no es fácil decidir cuál es el que influye y cuál es el influido. Como dice George Deacon: “¿Son los vientos los que producen la Corriente del Golfo o la Corriente del Golfo la que origina los vientos?” (Citado por Fraser 1966).

Para dar una idea de lo compleja que puede ser la interrelación entre fenómenos atmosféricos y oceanográficos, se presenta en la *figura 4—1* un gráfico que muestra dos curvas: una de ellas es la temperatura media anual del aire tomada en el aeropuerto de Lima-Callao (datos de Limatambo hasta 1960 y del aeropuerto Jorge Chávez de 1961 en adelante, de acuerdo con la información proporcionada por la Corpac); la otra curva presenta el valor medio del nivel del agua en los mismos años medido por el mareógrafo de La Punta, Callao. La correlación que existe entre la fluctuación de la temperatura del aire con la correspondiente al nivel medio de la marea es evidente en el gráfico y

todavía lo sería un poco más si la serie de temperatura fuera homogénea, ya que en 1961 —y se supone que en otros años— la temperatura del Callao fue superior a la de Limatambo. Sin embargo no es un caso de relación obvia e inmediata entre una causa y su efecto.

Tampoco es inmediata y obvia una correlación entre la cantidad de pesca capturada en una zona costera y la diferencia de presión atmosférica a nivel del mar que existe entre dos lugares a uno y otro lado de dicha área. Observemos sin embargo, la figura 4—2. Brandhorst (1964) presenta dos curvas que hacen sospechar una correlación entre ellas.

Una de las curvas es la variación de la presión atmosférica mensual a nivel del mar entre las estaciones meteorológicas de la isla Juan Fernández y de Valparaíso; estos valores están promediados entre 1958 y 1964. La otra curva es indicadora del promedio de pesca para cada mes. Una característica que indicaría con buena fidelidad cuándo la pesca es más abundante sería la relación entre la pesca obtenida y el esfuerzo aplicado. Una aproximación muy aceptable cuando no se disponen los datos de pesca por unidad de esfuerzo es la adoptada por Brandhorst (1964) en esta oportunidad.

Para determinar una estimación de abundancia de pesca promediada durante varios años, en cada uno de los meses del año, no era recomendable sumar todas las capturas de enero de cada año y compararlas con las sumas —o los promedios— de los meses de febrero, marzo, etc., ya que el peso de los últimos años es más notable debido al aumento progresivo de la pesca durante dichos años. Por eso, se calculó para cada año el porcentaje de pesca de cada mes año y fueron los promedios de esos porcentajes los que se utilizaron para la representación gráfica.

Fig. 4-1. Variación anual del promedio del nivel del mar en La Punta (Callao) y de la temperatura del aire en el aeropuerto de Lima-Callao.

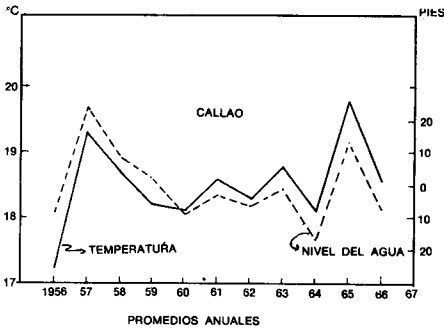
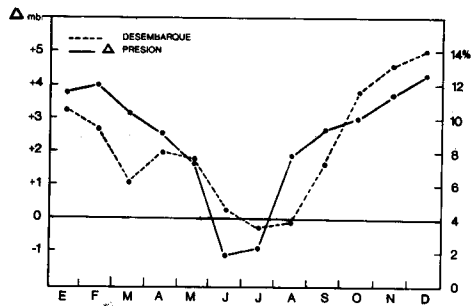


Fig. 4-2. Variación estacional de la diferencia de presión entre Valparaíso y la isla Juan Fernández y del porcentaje de desembarque anual. (Brandhorst, 1964).



Como puede verse de la *figura 4—2*, las curvas presentan cierta correlación que todavía parecería algo mayor en sus extremos, si se aplicase un pequeño coeficiente de disminución, de valor progresivo, a los seis últimos meses del año y de aumento a los seis primeros; por ejemplo, multiplicando los porcentajes mensuales de captura por $\frac{94 + n}{100}$ siendo n el número de orden correspondiente a cada mes del año. Ello ayudaría a tener en cuenta el progreso de esfuerzo de pesca realizado en un año individual.

Se podría seguir citando ejemplos de relaciones entre fenómenos atmosféricos y marítimos. Sin embargo, vamos a tratar primero el tema que parece más apropiado para este capítulo, como es la influencia que puede tener el mar en la aridez de la costa peruana; es especialmente interesante conocer si el mismo motivo causante de la aridez de la costa es el que compensa esa esterilidad originando un mar de enorme producción biológica. Empezamos por considerar las causas de la aridez mencionada.

No hay que pensar, por otra parte que una correlación matemática entre dos variables, que se hace patente en un gráfico, vaya necesariamente unida a una correlación real, es decir, a una relación física de dependencia entre las variables. Puede suceder que la correlación se dé al azar. También puede ocurrir que una de las variables parezca aumentar *porque* la otra aumenta, cuando en realidad sea un estorbo, aunque aumenten al mismo tiempo.

Un ejemplo del último caso sucedería si una variable, por ejemplo la formación de una sustancia o la reproducción de una especie, se favoreciese con el aumento de otra, por ejemplo una alta temperatura del ambiente. Si existiera un retraso de seis meses entre la formación de la sustancia y su manifestación sensible, al establecer una correlación entre los aumentos visibles de la sustancia —que se observarían en invierno— con la temperatura ambiente parecería que la formación de la sustancia se favoreciera con bajas temperaturas. Si el retraso fuera de un año justo aparecería una correlación correcta, pero habría un proceso encubierto y la relación aparecería más sencilla de lo que en realidad es.

Por eso las correlaciones matemáticas exclusivamente estacionales tienen poco significado. Aquí procuraremos acompañarlas de correlaciones entre diversos años. Algunas correlaciones han de examinarse con especial cautela. Un ejemplo es el correspondiente a la *figura 4—2*, como veremos más adelante. Debe quedar claro, pues, que las posibles relaciones entre variables dependientes del océano y de la atmósfera son más complejas de lo que muchas veces parece.

1. LA ARIDEZ DE LA COSTA PERUANA

Un procedimiento para averiguar por qué no llueve en la costa peruana puede ser de tipo comparativo: ver qué sucede en otras regiones áridas del globo y tratar de encontrar algo de común en todas ellas, de forma que, al menos en principio, se presente como causante de la anomalía atmosférica.

Hay una serie de regiones costeras desérticas de características muy similares: son las costas occidentales de los continentes, es decir, bordean con la parte oriental de los océanos. Así sucede con Perú, norte de Chile y California en Sudamérica y Norteamérica, respectivamente; con Africa en el noroeste —región centrada en Port Etienne— y en el suroeste —bahía de Walvis— y en la costa oeste de Australia, aunque en este caso en menor grado. Estas regiones fueron clasificadas por Köppen (1934) como de clima desértico húmedo (clima desértico con niebla).

Se ha intentado hallar numerosas correlaciones entre las características de las regiones costeras áridas mencionadas. Muchas de ellas se refieren a relaciones con los centros anticiclónicos que se encuentran frente a dichas costas; relaciones que unas veces centran la atención en aspectos dinámicos, térmicos o incluso geográficos, a veces con notable éxito como es el caso que se presenta a continuación.

Graficando una curva que establezca la relación entre la cantidad de lluvia estival de un punto de la costa con el ángulo formado por la línea que une dicho punto de la costa con el

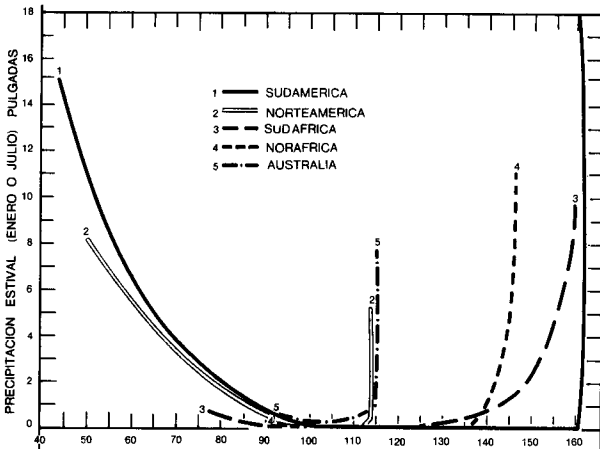


Fig. 4-3. Relación entre la precipitación estival y la orientación relativa al centro de alta presión subtropical de diversos puntos de la costa. (Lydolph, 1957).

núcleo del anticiclón subtropical, que se halla frente a dicha costa, y la línea que une el núcleo del anticiclón con el polo geográfico. La *figura 4—3* muestra la serie de curvas de los desiertos costeros presentada por Lydolph (1957).

La transición de zona árida a lluviosa es particularmente brusca en el extremo de ángulos mayores (menores latitudes) y Lydolph hace notar que en dichos lugares la costa es aproximadamente paralela a la línea que une ese lugar con el núcleo anticiclónico. En esos mismos lugares es donde las circulaciones de vientos y corrientes marinas que han corrido paralelas a la costa desértica, abandonan el contacto con el continente que desvía su litoral de la trayectoria de estas circulaciones.

Estos desiertos costeros tienen, pues, desde el punto de vista geográfico, una latitud comparable, una semejante posición respecto del continente, respecto de los anticiclones y las circulaciones de los vientos y corrientes. Desde el punto de vista de otras características físicas, se encuentran frente a corrientes marinas que transportan aguas con temperaturas inferiores a lo normal a la latitud en que se hallan. Otra característica existente en lugares sin precipitaciones es la presencia de una capa de inversión de temperatura en la troposfera; esta parece ser la más decisiva característica controladora de la falta de precipitaciones y a ella dedicaremos la mayor atención, tratando también de ver si está directamente relacionada con alguna de las otras.

Las observaciones de la correspondencia entre la aridez y el contacto con las circulaciones anticiclónicas ayuda a sustentar una teoría compartida por H. Lettau (1967), Lahey (1958) y Lydolph (1967) en el sentido de que se produce una subsidencia del aire específica en el límite entre el mar y el continente debido a la diferencia en la fricción del viento con el mar y con la tierra, la cual produciría divergencia en las capas bajas y, por lo tanto, subsidencia y estabilidad del aire —la capa de inversión— con unas características peculiares. Esta teoría no será analizada aquí.

2. LA CAPA DE INVERSION DE TEMPERATURA

En el capítulo primero se decía que, en el área de influencia de los anticiclones subtropicales, se produce un descenso del aire —una subsidencia—, lo que causa su compresión y, en consecuencia, su calentamiento. Como el calentamiento se produce a niveles de la atmósfera medianamente elevados, existe una capa de aire caliente situada encima de aire más frío, resultando una excepción a la variación normal de la temperatura, es decir, su disminución a medida que la altura aumenta. Por eso, la capa con temperatura creciente con la elevación recibe el nombre de

capa de inversión de temperatura o capa de inversión.

El mecanismo por medio del cual la capa de inversión inhibe la producción de movimientos verticales, es parecido al de la termoclina. En el caso de un líquido, si la temperatura del agua es uniforme, al desplazar una partícula hacia arriba o hacia abajo se encontrará en la vecindad de agua igualmente densa y no experimentará fuerzas que le estorben su movimiento vertical. Si la variación de temperatura es pequeña, las fuerzas serán despreciables.

Cuando en el agua la temperatura disminuye rápidamente con la profundidad, una partícula que asciende por encima de su nivel se encuentra en una vecindad de agua más ligera que ella misma y cae; si baja se encuentra dentro de agua más fría y por tanto más pesada que ella, lo que le hace tender a recuperar su posición inicial. Estas fuerzas de flotación dificultan, pues, los movimientos verticales.

Las consideraciones anteriores debieran hacerse, no para el caso de temperatura constante de la capa de agua, sino para el caso en que lo constante dentro de la capa fuera la densidad, ya que ésta es la variable que controla las fuerzas de flotación; también habría que sustituir termoclina por picnoclina.

Sin embargo, las ubicaciones de picnoclina y termoclina coinciden aproximadamente y la densidad depende fundamentalmente de la temperatura; los cambios de salinidad que generalmente se dan en una capa de agua de espesor reducido no alteran mucho la densidad y lo mismo se puede decir de las alteraciones de densidad motivadas por la presión. La sustitución de densidad por temperatura, en el agua, se justifica por ser mucho más sencillo y frecuente medir la temperatura que la densidad.

La mayor o menor facilidad para movimientos verticales del aire en la atmósfera depende de un equilibrio de fuerzas que tiene ciertas analogías con las que se producen en el océano pero también importantes diferencias debido a que la densidad del aire experimenta variaciones decisivas motivadas por cambios de presión. La diferencia se aprecia bien al considerar que una capa atmosférica cuya temperatura no cambia con la altura dista mucho de ser una capa de densidad constante, la cual, en el agua —pero no en el aire— no produce fuerzas de flotación a un volumen de agua sacado, hacia arriba o hacia abajo, de su posición primitiva, es decir, produce un equilibrio indiferente.

Una capa de aire de temperatura constante tendría mayor presión, y por ello mayor densidad, en la parte inferior de la capa. Si una burbuja del aire inferior fuera desplazada hacia arriba, se encontraría en un ambiente de menor presión lo que le haría dilatarse y, por ello, disminuir su temperatura —si no se le calienta desde fuera—. De ese modo, la burbuja estaría rodeada de aire a la misma presión que ella, pero más cálido;

estaría rodeada, pues, de aire más ligero y caería hacia su posición original. La situación dentro de la capa es estable.

El proceso que ha seguido la burbuja de aire es de sumo interés. Se ha supuesto que se ajusta rápidamente a las variaciones que experimenta la presión pero que el movimiento ascendente ha sido lo suficientemente rápido como para intercambiar una cantidad de calor insignificante con el exterior. Su disminución de temperatura ha sido consecuencia solamente de la expansión que ha experimentado.

Cuando una parcela o burbuja de aire experimenta una transformación en la que puede variar su temperatura de acuerdo con los cambios que sufre su volumen y presión, pero sin ningún intercambio de energía calorífica con el medio ambiente exterior, se dice que la transformación que sufre es adiabática.

Al cambiar la presión de la parcela, desde el valor correspondiente a la parte inferior de un desplazamiento vertical hasta el correspondiente a la parte superior, experimenta una variación de temperatura que puede determinarse, si la transformación es adiabática, porque se puede aplicar al aire aproximadamente una condición adicional —expresada por una fórmula— entre presión, volumen y temperatura, por el hecho de tratarse de proceso adiabático que, con la relación expresada por la ley de gases perfectos, permite la determinación del nuevo valor de las variables cuando se conoce el cambio de una de ellas.

El estudio de la estabilidad de una capa de aire se podría reducir al conocimiento de si una parcela de aire, después de ascender a un nivel de menor presión, adquiere allí una densidad —determinada por la temperatura—, mayor, igual o menor que la del ambiente que encuentre arriba. Si al ascender la parcela en un proceso adiabático, tiene una temperatura superior a la del ambiente, seguirá subiendo (estaba en equilibrio inestable). Si al ascender la parcela se encuentra con un ambiente de mayor temperatura de la que adquiere después de la expansión, tenderá a caer a su anterior posición (equilibrio estable).

Por tanto, resumiendo y simplificando, si la variación de la temperatura del aire con la altura es la misma disminución que se produce en un proceso adiabático, la capa atmosférica se encuentra en equilibrio indiferente: no impedirá ni provocará movimiento vertical de las masas de aire. Si la disminución de la temperatura del aire con la elevación (gradiente de temperatura existente) es más pronunciada que la correspondiente a la de una parcela moviéndose en un proceso adiabático, cuando la parcela asciende se encontrará con ambiente frío y continuará subiendo (inestabilidad). Una disminución de la temperatura del aire con la elevación a un ritmo menor que el correspondiente a un proceso adiabático significa estabilidad en la capa donde esto suceda.

En realidad, como pasa con frecuencia, se trata de una simplificación de procesos más complejos. Pero estas ideas sirven para tener una idea del mecanismo que señala la estabilidad de una capa de aire. Naturalmente que si la temperatura dentro de la capa fuera constante se trataría de una capa estable, con gran dificultad para los movimientos verticales y más aún si la temperatura aumentara con la elevación. Esto formaría —y forma en la costa peruana— una barrera a los movimientos verticales del aire; es el caso de la capa de inversión de temperatura.

Cuando se ha hablado de la falta de intercambio de calor, que define el proceso adiabático, de una parcela de aire ascendente, no se ha considerado la posibilidad de una aportación de energía calorífica desde "dentro" de la parcela. Esto sucederá si la parcela tiene un contenido de humedad próximo a la saturación; en ese caso al ascender a nivel y bajar la temperatura, se produce una condensación del agua con la consiguiente liberación de calor latente.

Está claro que si la parcela de aire va recibiendo calor a medida que asciende, proveniente de la condensación del vapor de agua, se enfriará a un ritmo menor que si su humedad estuviera lejos del punto de condensación. Por esto se debe distinguir entre el ritmo de disminución de temperatura con la elevación correspondiente al aire no saturado (gradiente adiabático seco) y el correspondiente al menor valor dado por la parcela de aire que asciende saturada de humedad (gradiente de temperatura adiabática húmeda).

Un valor típico del gradiente de temperatura adiabático seco es del orden de 10°C por kilómetro de elevación; del gradiente adiabático húmedo es generalmente inferior a los 5°C por kilómetro. Una capa atmosférica cuya variación de temperatura con la elevación fuera de 8°C por kilómetro, sería estable con aire seco e inestable con aire saturado de humedad.

El razonamiento seguido hasta aquí no abarca como se puede suponer, todos los criterios de estabilidad posibles; sin embargo, deben ser suficientes para tener una idea general y para sacar la conclusión de que una capa isotérmica y, sobre todo, una capa con inversión de temperatura ejerce una función impermeabilizadora respecto de los movimientos verticales del aire.

En realidad, en los lugares donde la capa de inversión es permanente, los movimientos hacia arriba están impedidos, no solamente por la estabilidad del aire, sino por el hecho de que haya aire bajando; es decir, las condiciones de estabilidad se crean también por una causa dinámica permanente, a diferencia de la termoclina que tiene una posibilidad de ser producida por un calentamiento de la capa superior que no llega a la inferior.

Una característica de la capa de inversión originada por los vientos alisios en los anticiclones subtropicales es que la intensidad de la inversión es mayor cuando la base de la inversión

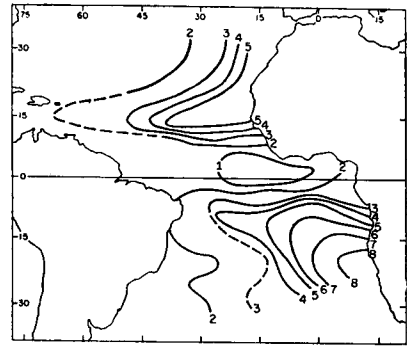
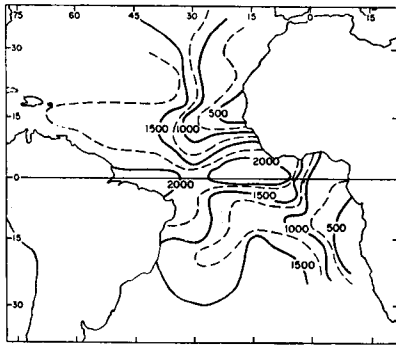


Fig. 4-4. Altura de la base de la inversión en el área de los vientos alisios (Ficker, 1936. Citado en Riehl, 1954).

Fig. 4-5. Aumento de temperatura (en °C) desde la base a la parte superior de la inversión (Ficker, 1936. Citado en Riehl, 1954).

es baja y si la altura de la base de la inversión aumenta la intensidad disminuye. Esta relación se aprecia bien al comparar las *figuras 4-4* y *4-5* citadas por H. Riehl (1954), de acuerdo con los dibujos de H. Ficker (1936). En la *figura 1-18* se mostraba un diagrama típico de inversión de temperatura. La *figura 4-4* presenta la distribución de la altura a que se encuentra el punto análogo al B de la *figura 1-15*; en la *4-5* se presenta la diferencia de temperaturas entre B y C.

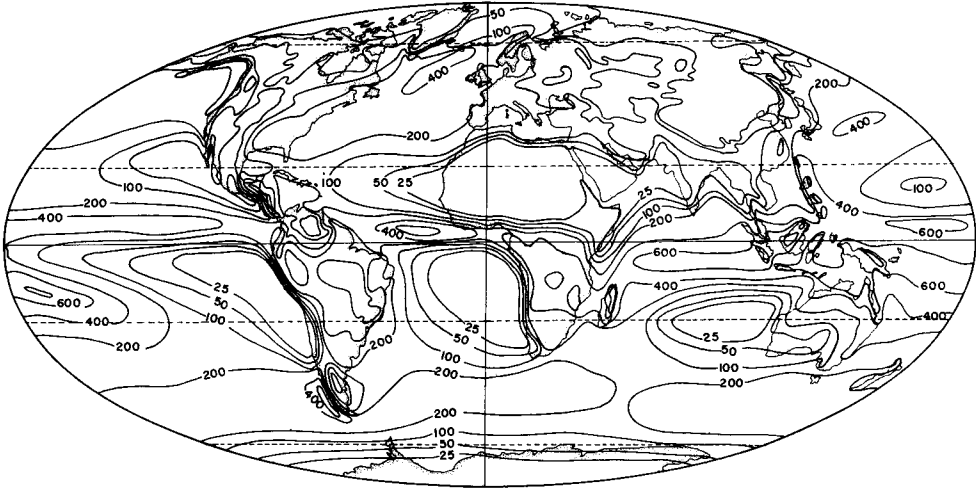
La ubicación de las áreas con capa de inversión intensa coincide muy aproximadamente con la de las regiones donde la precipitación tiene valores mínimos. La *figura 4-6a* muestra la precipitación global media en milímetros para el período de diciembre a febrero y la *figura 4-6b* la correspondiente al período de junio a agosto, realizada por Möller (1951) y citada por Barry y Chorley (1968).

Las últimas figuras aclaran la relación entre la escasez de lluvia y la capa de inversión de temperatura; sin embargo complican la relación entre el anticiclón subtropical y la inversión, pues hasta ahora no se había previsto que la subsidencia, y con ella la capa de inversión, estuviera intensificada en la parte oriental ecuatorial del área influida por el anticiclón.

Esto hace pensar en las posibles causas que producen esa intensificación hacia el norte y el este. Una puede ser el que, además de un calentamiento en la capa de altura intermedia, se produzca un enfriamiento en la capa superficial; así el contraste de temperatura será más marcado. En ese caso, influirá de modo especial la presencia de aguas anormalmente frías que refresquen las capas bajas del aire.

EL MAR PERUANO Y LOS FENOMENOS METEOROLOGICOS

DICIEMBRE - FEBRERO



JUNIO - AGOSTO

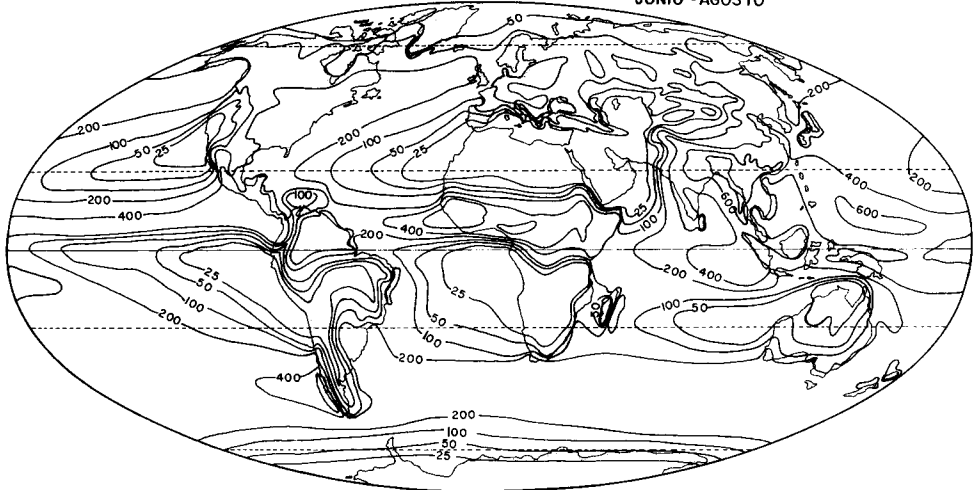


Fig. 4-6. Precipitación media (en mm) para los periodos: a) diciembre-febrero y b) junio-agosto. (Möller, 1951, citado por Barry y Chorley, 1968).

Otro posible origen de un aumento del contraste térmico, del aumento de temperatura entre la base y la parte superior de la inversión, sería que el proceso de subsidencia se acentuase en dichas regiones, produciéndose mayores velocidades de descenso en las masas del aire. Caben otras posibilidades y, sobre todo, cabe que las dos mencionadas actúen simultáneamente. Nos limitaremos a estas dos causas y trataremos de ver cuál tiene influencia predominante.

En primer lugar, veamos qué clase de dinámica de vientos justificaría una mayor subsidencia en la parte oriental ecuatorial del centro del anticiclón. Se ha encontrado, respondiendo a una exigencia teórica, que los ejes de los anticiclones no son perpendiculares a la superficie terrestre, sino que están inclinados, con la parte superior del eje adelantada hacia los lugares con temperaturas más altas, es decir, hacia el ecuador y hacia el oeste (el aire que circula alrededor del anticiclón se calienta con su permanencia en regiones ecuatoriales y estará más caliente al final de ese recorrido), como se indica en la *figura 4—7*.

Existe el peligro de asemejar demasiado el giro de las partículas que forman un sólido girando, como un trompo —unidas rígidamente—, con el de las partículas de aire que constituyen la circulación de vientos. Estas últimas partículas tienen movimientos independientes y, en el caso concreto de un anticiclón, mientras que en la parte inferior tienen movimiento horizontal divergente, en la parte superior lo tienen convergente.

Sin embargo, como aproximación grosera, nos puede servir para ver de qué manera aparecen los movimientos verticales cuando se inclina el eje de rotación. En efecto, imaginemos primeramente un trompo inmóvil con su eje vertical; pintemos una línea de color (verde por ejemplo) alrededor de su circunferencia mayor (su "ecuador", que en este momento es horizontal).

Inclinemos ahora el eje con la parte superior más hacia la izquierda que la inferior; la circunferencia verde ya no es horizontal, su parte más alta está a la derecha. Hagamos girar el trompo con el eje inmóvil en la posición indicada, es decir, con la parte alta del eje a la izquierda (esto no ocurre con un trompo real, ya que al inclinarse el eje todo el trompo se mueve descubriendo por el suelo grandes circunferencias).

Supongamos que, mirando desde arriba se ve a los puntos de la circunferencia verde moverse en sentido contrario al de las agujas del reloj. Esos puntos no están siempre a la misma altura sobre el suelo; cuando pasan por el extremo derecho están más altos y al pasar por el extremo izquierdo, están en la posición más baja. Cuando los puntos están en la mitad del recorrido que está más alejada del observador, están pasando de la parte derecha a la parte izquierda y, por tanto, están bajando; los puntos de la circunferencia verde situados más cerca del eje van de izquierda a derecha, por lo tanto están subiendo.

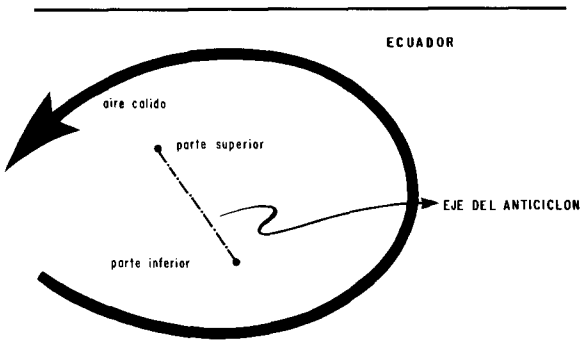


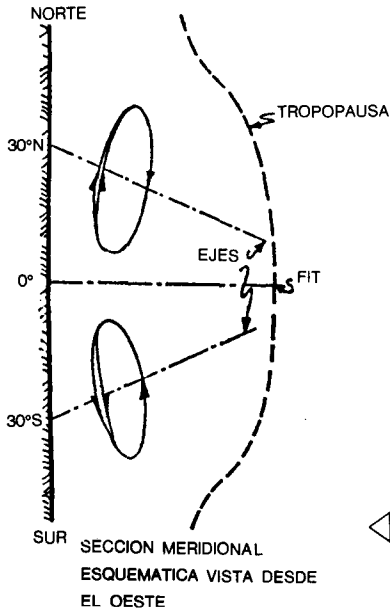
Fig. 4-7. Esquema de la inclinación del eje de un anticiclón subtropical del hemisferio sur, visto desde un punto más al sur.

Tomemos ahora el trompo y demos a su eje una inclinación hacia adelante; la parte más elevada de la circunferencia verde queda hacia atrás, hacia el observador. Con el mismo sentido de rotación, el movimiento de los puntos del trompo, que están a la derecha del eje, tienen una componente hacia abajo y los que están a la izquierda, hacia arriba.

En el primer caso, eje inclinado hacia la izquierda, la componente descendente del movimiento era a la derecha del eje; en el segundo caso, la componente descendente del movimiento era delante del eje. Un eje con inclinación hacia adelante y hacia la izquierda producirá movimientos descendentes a la derecha y delante del eje de rotación. Esa es la inclinación de los ejes de los anticiclones subtropicales del hemisferio sur vista por un observador situado todavía más al sur. Por tanto, la componente del movimiento hacia abajo se encuentra en la parte derecha y delante del eje del anticiclón.

Estas componentes debidas al movimiento de rotación se añaden al movimiento general descendente en el área influida por el anticiclón subtropical, justificando una intensificación del movimiento descendente en la parte delantera (ecuatorial), a la derecha (al oriente) del núcleo de alta presión atmosférica y una disminución al oeste y en la parte más lejana del ecuador. En la realidad estas inclinaciones no son constantes con el transcurso del tiempo y se han observado vientos superiores fluctuantes al variar la inclinación de los ejes.

La figura 4—8, de Garbell (1947) citada por Barry y Chorley (1968), condensa muchas de las afirmaciones hechas acerca de la inclinación del eje en los anticiclones, y su influencia en el



◁ Fig. 4-8. Vistas a) lateral y b) frontal y vertical de la estructura de los anticiclones subtropicales (Garbell, 1947). ▷

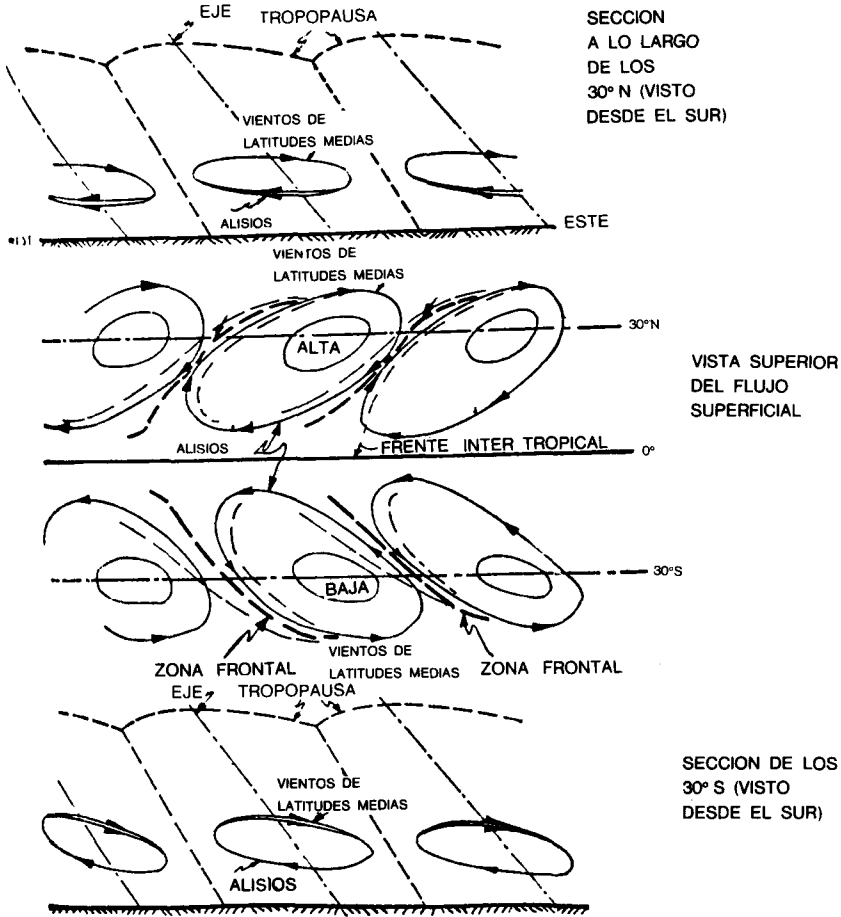
movimiento vertical de las partículas de aire en las celdas de alta presión subtropicales, presentando en las vistas verticales, unas elipses con la parte de trayectoria del aire más próxima al observador dibujadas con doble línea, ilustrando así un movimiento que, con el de descenso general, se convierte en espiral.

Para juzgar si la influencia decisiva en el aumento de aridez de estas regiones corresponde a enfriamiento adicional de la parte baja de la troposfera o a calentamiento adicional de la parte de altura media, podemos analizar la forma de la curva de variación de temperatura del aire al aumentar la elevación. Si solamente existe una capa pegada a la superficie de la tierra con inversión de temperatura, mientras que más arriba no hay tal inversión, será la frialdad del suelo la que tenga influjo dominante.

La figura 4—9 es bastante ilustrativa, al menos para la época en que se hicieron los sondajes aerológicos para obtener estos datos, es decir, de mayo a agosto de 1952. La figura muestra la topografía de la parte más baja donde comienza la inversión de temperatura durante la Expedición *Shellback* realizada por el barco *Hirzon*. Las alturas están expresadas en metros. En signos y cifras de menor tamaño se muestran los símbolos convencionales para los vientos de superficie, nubes y posición de los sondajes.

La base de la inversión asciende desde Baja California hacia el sudoeste hasta la zona de la convergencia intertropical, donde desaparece. Al sur hay una topografía mucho más compli-

EL MAR PERUANO Y LOS FENOMENOS METEOROLOGICOS



cada, pero la región con mínima altura de la base de la inversión es de casi cuatrocientos metros, en contraste también con la parte norte donde se aprecian lugares con alturas cero, es decir inversión iniciada en la superficie.

Si frente a la costa del Perú existió en esta época una capa de cuatrocientos a mil metros de altura sobre el nivel del mar, debemos llegar a la conclusión de que, en esta época, la inversión no se debió al influjo de temperaturas bajas en la superficie, sino a un proceso que se intensifica a alturas medias de la troposfera, es decir, a una intensificación de la subsidencia. Esto concuerda con la teoría elaborada por Prohaska.

Prohaska (1968 a) clasifica la inversión que se presenta en el Perú, de acuerdo a los radiosondajes de Lima, en dos tipos de estructura diferente: una de invierno y otra de verano. "Este

HISTORIA MARITIMA DEL PERU

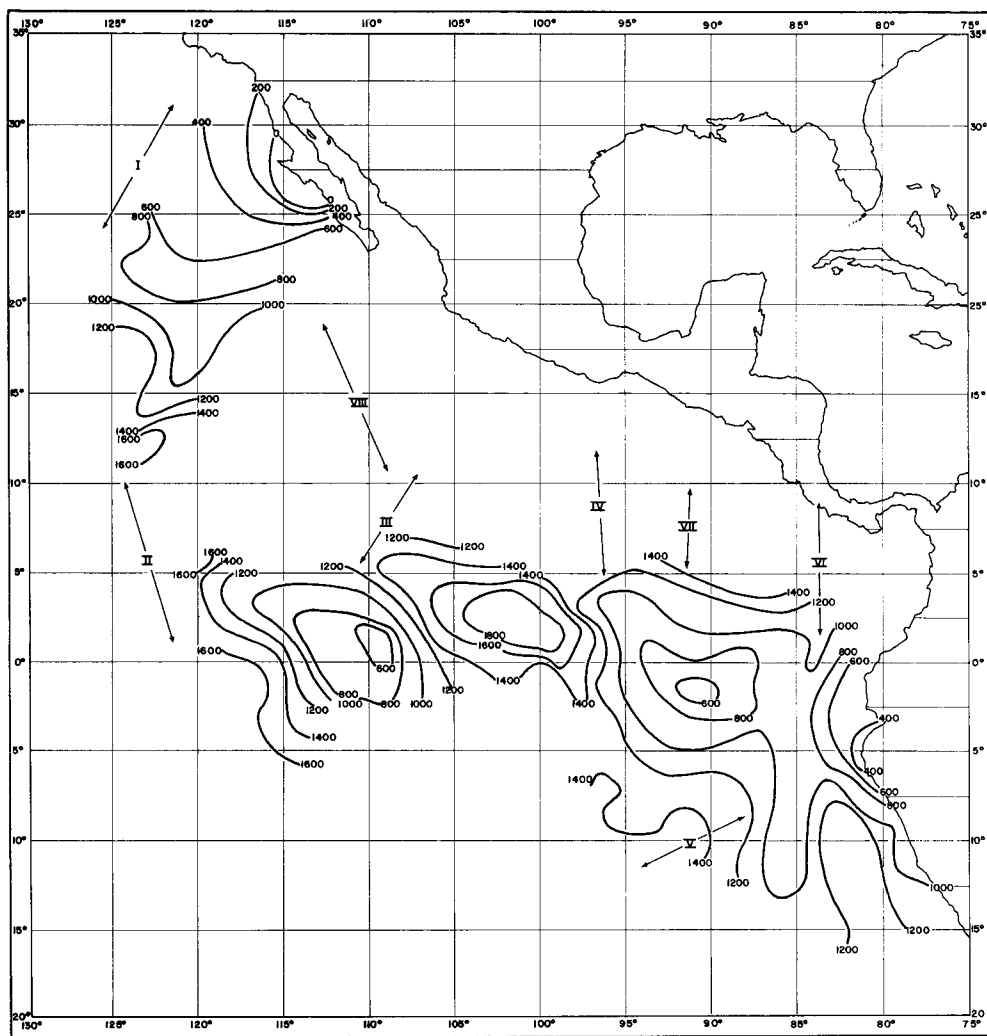


Fig. 4-9. Altura de la base de la capa de inversión durante el cruceo *Horizon* de la Expedición *Shellback*. (Neiburger, 1948).

factor es tan decisivo para el clima en la costa que el llamado tiempo de invierno o de verano es ante todo función de la clase de inversión.

En el invierno del hemisferio sur, de junio a setiembre, el sistema de vientos alisios se intensifica, como pudo apreciarse comparando las *figuras 3—12* y *3—11* del capítulo tercero, produciéndose así un aumento de la subsidencia. Las condiciones de invierno son, pues, las *producidas por una típica y bien pa-*

tente inversión de los vientos alisios situada entre los 700 y los 1500 metros sobre Lima, según afirma Prohaska (1968a).

La capa de inversión en el verano presenta la influencia de la superficie fría y se forma generalmente a niveles bajos, comenzando al nivel de la superficie del mar, o cerca de ella, llegando hasta unos seiscientos a setecientos metros de altura. El aumento de temperatura en la capa de inversión de verano es menor que en el invierno, generalmente menos de cinco grados celsius en el verano, comparado con unos diez grados en el invierno.

Las *figuras 4—10* son diagramas preparados para presentar la variación de la temperatura, indicada en la escala horizontal, con la elevación, indicada por medio de la presión atmosférica en milibares en la escala vertical. La curva (que es una línea quebrada) de la derecha, muestra esa variación para un día en el que se aprecia una capa de inversión de temperatura típica de invierno. Las líneas inclinadas ascendentes hacia la izquierda indican los sucesivos estados de transformación que experimentaría el aire sometido a un proceso adiabático seco.

La curva de la izquierda muestra cómo está distribuida la temperatura del punto de rocío con la elevación. (La temperatura del punto de rocío de una muestra de aire se hallaría enfriando el aire, a presión constante, hasta que se produjera la saturación de vapor de agua; la temperatura a la que se presenta la saturación se llama temperatura del punto de rocío. Si el aire está muy húmedo, hará falta disminuir poco su temperatura para que el aire quede saturado y, en consecuencia, la temperatura del aire es poco superior a la del punto de rocío).

Conociendo la temperatura del aire y su punto de rocío, podemos hallar su humedad relativa; pero es suficiente, en nuestro caso, recordar que la humedad relativa es 100% cuando ambas temperaturas son iguales y que el valor de la humedad disminuye cuando aumenta la diferencia (cuando se separan las curvas de la derecha y de la izquierda) entre la temperatura del aire y la del punto de rocío.

Del examen de la *figura 4—10a*, se advierten algunos detalles característicos de inversión de temperatura producida por la subsidencia. La inversión no comienza al nivel de la superficie, sino encima de una capa de aire de mezcla; en ella la humedad es alta. En la parte superior de la capa de mezcla se encuentra, en esta época, la capa de nubes estratos (*stratus*), lo que se aprecia por el acercamiento de las dos curvas de la *figura 4—10a*, es decir, por el aumento de la humedad.

A una determinada altura comienza a ser sensible la subsidencia, manifestándose por un aumento de temperatura del aire y una notable disminución de la humedad, típica de las inversiones producidas por subsidencia. El aumento de temperatura en la capa de inversión es relativamente elevado. La estructura térmica

4 - 10 a

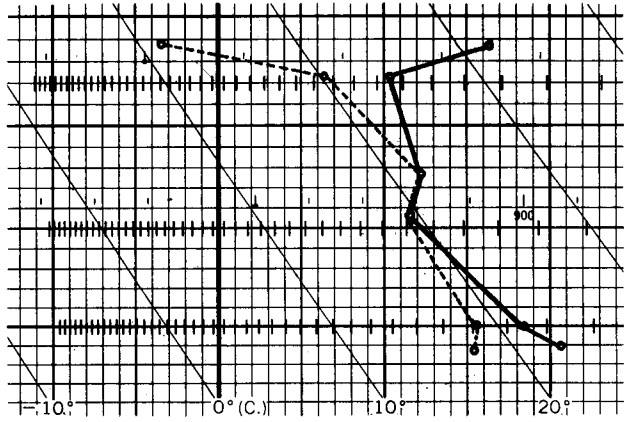
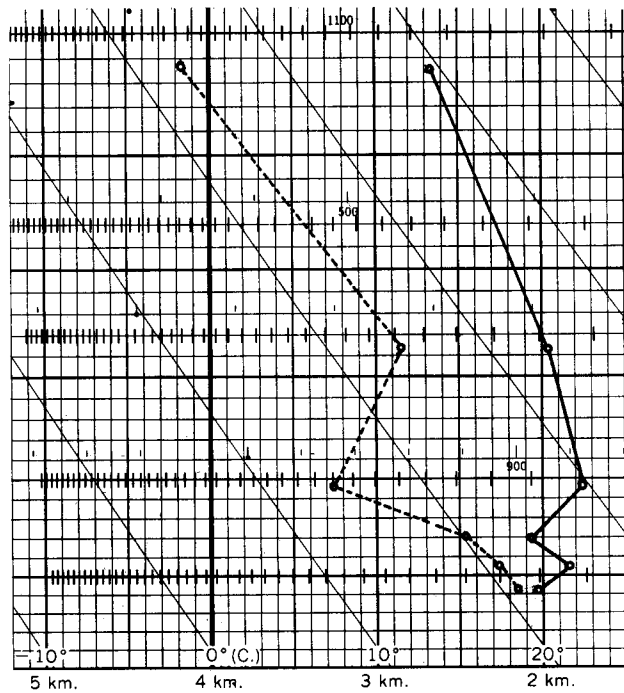
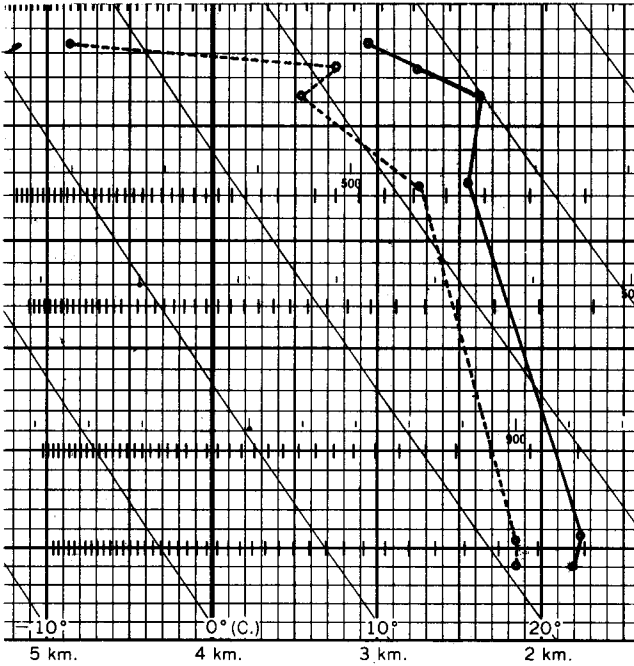


Fig. 4-10. Diagramas de variación de temperatura (en °C) con la presión (en milibares) obtenidas por radiosondaje. a) Variación típica de invierno. b) y c) Variaciones de verano.

4 - 10 b





4 - 10 c

sobre Lima, con variaciones también en el invierno, presenta frecuentemente características semejantes a las descritas en la 4—10a.

La estructura térmica en verano es menos definida que la de invierno. Sin embargo, es frecuente que cerca del nivel de la superficie se inicie la capa de inversión o, al menos, una capa de aire muy estable de temperatura muy poco variable (*figuras 4—10b y 4—10c*). Está ausente la capa de mezcla tan frecuente en invierno y que, en el caso de la *figura 4—10a*, tenía un gradiente de temperatura favorecedor de movimientos verticales desde el suelo hasta el comienzo de la capa de inversión.

En la situación indicada por la *figura 4—10c*, la variación de temperatura con la elevación corresponde a la de un proceso adiabático húmedo hasta el nivel de la inversión, resultando una capa estable, al no estar saturada de humedad, hasta por encima de los 800 mb, en contraste con la capa inferior invernal de poca estabilidad.

En la víspera de la lluvia que soportó Lima el 15 de enero de 1970, es decir el día 14 de enero, la inversión estaba reducida a 0.5°C en una capa muy próxima a la superficie (*figura 4—11a*), entre los 995 y 968 mb (de unos 125 metros hasta cerca de 350 metros). Una reducción semejante en la capa de inversión no es un fenómeno extraordinario, aunque si lo es la variación de tempera-

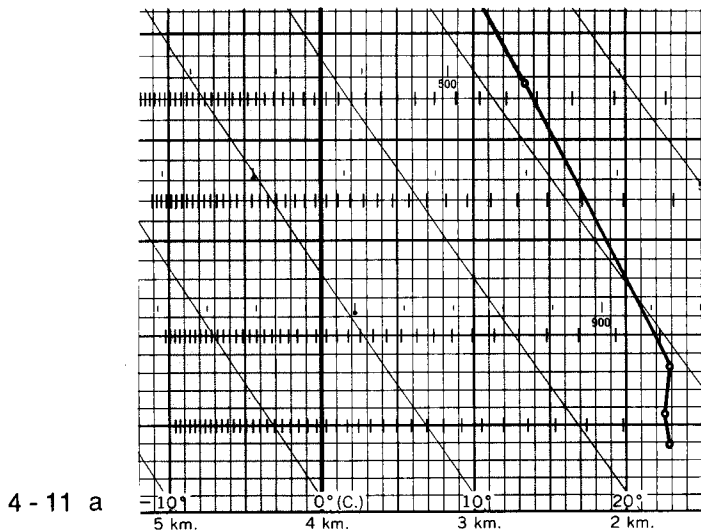
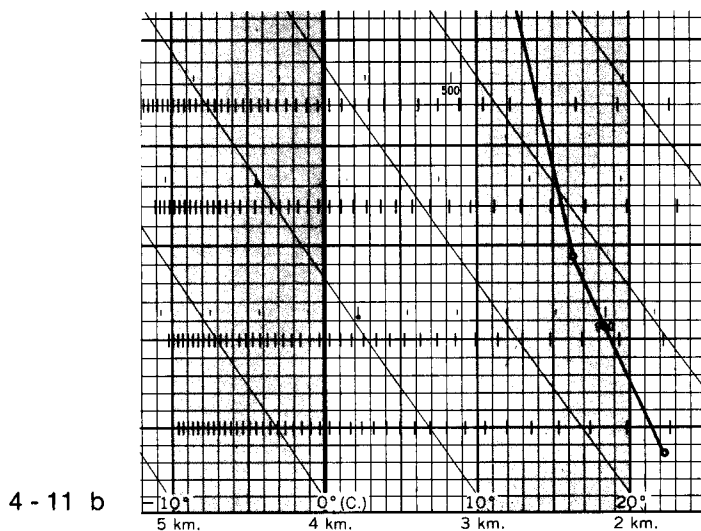
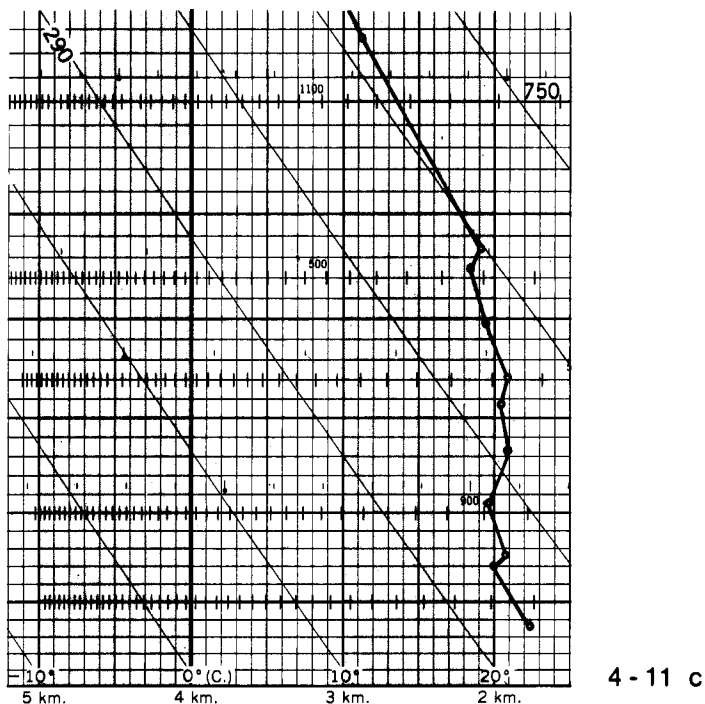


Fig. 4-11. Diagrama de variación de temperatura respecto de la presión en los días
a) 14 de enero 1970 b) 15 de enero 1970
y c) 16 de enero 1970.





tura con la elevación que se presentó al día siguiente. El día 15 de enero la capa de inversión estaba completamente ausente (*figura 4—11b*). Ese día se registraron precipitaciones de cerca de 20 mm, cosa inusitada para Lima. Los registros de los últimos 41 años no presentan precipitaciones superiores a los 5 mm. Hubo huaycos que produjeron daños en diversos lugares de la costa.

La estructura térmica del día 15 presentó un gradiente de temperatura que, promediado entre la superficie del suelo y la de los 500 mb (unos 5,880 m.), resultaba igual a la de un proceso adiabático húmedo (las líneas inclinadas del diagrama presentan el gradiente de las transformaciones adiabáticas secas, pero no se da indicación sobre las húmedas en este diagrama). La humedad estaba por encima del 95% hasta 2,000 metros.

Al día siguiente, 16 de febrero de 1970, las condiciones de estabilidad se habían restablecido notablemente, como se aprecia en la *figura 4—11c*. En los tres días el cielo estaba completamente cubierto de nubes a la hora del radiosondaje (que comenzaba después de las seis de la tarde, hora local); el viento en superficie sopló a dicha hora desde el sur los días 14 y 16 y desde el sursudeste el día 15.

Quien quisiera utilizar los datos de la capa de inversión de temperatura, para predecir el momento en que va a ocurrir una precipitación, se puede sentir defraudado al pensar que la anomalía se presentaba cuando ya estaba realmente lloviendo. El conocimiento de la fluctuación de esta capa necesitaría ir acompañado de otras informaciones para ser efectivo y, con ellas, sería eficaz.

Por otra parte, la inversión en la región marina donde se presentan las menores precipitaciones, participa de las características de una inversión causada por los vientos alisios. El *Oceanographer* realizó sondajes entre los 30°S y los 18°S (figura 4—12) en las estaciones hidrográficas que ocupó del 5 al 9 de noviembre de 1967. En ellas, la base de la inversión se encontraba entre los 700 y 1,000 metros de altura, con una diferencia de temperatura dentro de la capa, de 7° a 13.6°C.

Del 14 al 18 de noviembre de 1967, el *Oceanographer* hizo sondajes aerológicos entre los 12°S y los 2°S encontrando contrastes de temperatura en la capa de inversión desde 13.9°C frente al Callao hasta algo más de 6°C en los 2°S. Al mismo tiempo la base de la inversión se elevaba desde cerca de 300 metros hasta unos 800 metros. En esta época los radiosondajes aerológicos en tierra, en el aeropuerto del Callao, raramente presentaban gradientes con 6°C de diferencia de temperatura entre la parte superior e inferior de la capa de inversión.

Condensando el tema referente a esta capa de inversión, se advierte, como lo nota Prohaska, que se trata del factor climático más importante y no el océano y su temperatura. Hace notar también que en 1967, año normal, la inversión fue patente en 355 días y en los otros 10 días del año hubo una estructura isotérmica o casi isotérmica.

En el invierno, la influencia del sistema de los vientos alisios es tan decisiva que la capa de aire sería estable aunque la temperatura del mar fuera la correspondiente a la del agua que baña las costas de Brasil (Prohaska, 1968b). En el verano existe una influencia de la frialdad de la superficie intensificada por el efecto de la subsidencia y otros efectos que se combinan para producir la estabilidad atmosférica.

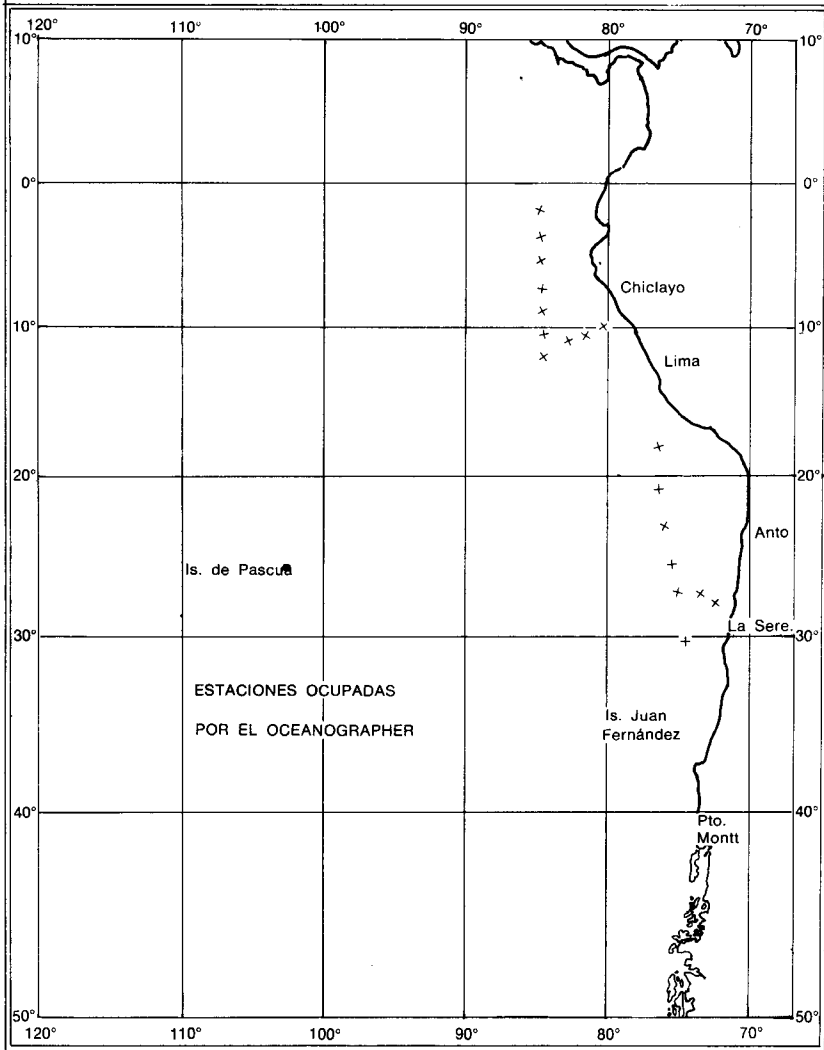
Con esto, parece que estamos en condiciones de contestar la interrogante inicial acerca de lo común entre la causa productora de la aridez en la costa y la fertilidad del agua frente a la costa peruana. Si el mecanismo que origina la sequedad en la costa es la subsidencia provocada por el sistema de vientos alisios, como se ha tratado de mostrar, la misma causa produce los dos efectos, ya que el afloramiento es una consecuencia directa del flujo Ekman, dirigido por los vientos alisios, que aparta agua superficial de la costa.

El esquema del encadenamiento de las dos características con fuerte repercusión económica, una positiva y otra negativa, se

EL MAR PERUANO Y LOS FENOMENOS METEOROLOGICOS

resume, pues, del siguiente modo: el sistema de los vientos alisios produce una capa de inversión de temperatura en niveles de altura intermedia; ésta inhibe los movimientos verticales del aire, que son los que generalmente acaban en precipitaciones, indispensables para el desarrollo de la vegetación.

Fig. 4-12. Posiciones ocupadas por las estaciones en la que *Oceanographer* realizó radiosondaje.



El mismo sistema de vientos alisios ejerce un esfuerzo tangencial sobre la superficie del mar, cuya consecuencia final, desde el punto de vista del transporte de caudales, es un apartamiento (flujo Ekman) de agua del litoral entre el nivel de la superficie y otro que normalmente está por encima de los cien metros. La continuidad de este movimiento requiere que exista una forma de reponer el volumen de agua que se aparta de la costa, lo que se realiza por medio de la ascensión de agua de niveles inferiores. Este afloramiento acarrea los fosfatos, nitratos, silicatos y otras sales minerales, que los microscópicos vegetales marinos constituyentes del fitoplancton, requieren para su desarrollo y multiplicación.

3. OTROS FACTORES CLIMATICOS

Los párrafos anteriores han sido tan dominados por el tema de la improtancia relativa de la frialdad de las aguas como causante de aridez y por el tema de la relación de dicha aridez continental con la fertilidad marina, que ciertos factores climáticos pueden haber sido descuidados. Aunque no vamos a dar aquí una visión completa del clima, trataremos de evitar que quede desfigurada por un excesivo énfasis en un aspecto y descuido de los demás, aunque se verá que la inversión de temperatura afecta a casi todo el panorama meteorológico de la costa peruana.

En ningún otro lugar de la tierra existe un desierto de tan extrema aridez y tanta longitud como el que se extiende del norte de Chile hasta Ecuador, en una estrecha faja costera de más de tres mil kilómetros, con una anchura que raramente alcanza los 100 kilómetros y, a veces, se reduce a la cuarta parte.

La peculiaridad de la extrema aridez no es tan patente en la *figura 4—6*, como lo sería si se hubiesen dibujado curvas de precipitación dentro del intervalo de cero a 25 mm. Se aprecia más claramente en el gráfico de la *figura 1* del estudio comparativo de Lydolph (1957), ya citado, donde se distinguen los lugares con menos de 50 mm. de precipitación al año, escasos fuera del desierto costero peruano-chileno.

La peculiaridad de la estrechez y longitud de este desierto costero está asociada con la extensión de la alta Cordillera de los Andes, que aísla la estrecha faja costera de toda influencia continental, de modo que se puede apreciar en la *figura 4—6* un fuerte contraste de pluviosidad a uno y otro lado de la cordillera, lo cual hace nuestro desierto costero el más netamente costero.

La misma figura muestra mayor extensión de la región con escasa lluvia hacia el ecuador, en general, en el hemisferio sur y especialmente en la costa americana, lo que se justifica recor-

dando que el ecuador meteorológico está al norte del ecuador geográfico, como se vio al tratar de la formación de la Contracorriente Ecuatorial y se puede notar en los gráficos que presentan la circulación de vientos o de corrientes marinas y más directamente relacionado con el tema de las precipitaciones, como se justifica con la *figura 4—9* y por los datos de radiosondajes del *Oceanographer*.

Si consideramos distancias a la posición del ecuador meteorológico junto a la costa americana, es decir, hacia los 10°N de latitud, las dos regiones de escasa lluvia quedan a distancias parecidas de dicha línea.

Consecuencia de la intensa inversión invernal es la formación de una capa de estratos que va desde los 200—300 metros hasta los 700—900 metros debajo de la capa de inversión, e impedida, por tanto, de ascender a mayores alturas. En la *figura 4—13* llama la atención el alto porcentaje de cielo cubierto de nubes frente a la costa peruana, en contraste con otros desiertos costeros.

En dicha figura se puede apreciar que, a lo largo de la línea frente a la costa del Perú (los datos de esta carta están tomados todos desde barcos en marcha), para los meses de junio a agosto, hay un recubrimiento promedio superior a siete décimas partes del cielo en ciertos lugares y superior a ocho décimas en el sur del Perú. Esa capa de nubes no produce lluvias, como vimos, y se aprecia en la *figura 4—14*, la cual sirve también para indicar la posición norte que tiene el ecuador meteorológico, considerándolo en este caso como lugar de máximas precipitaciones, por la convergencia y elevación del aire a lo largo de dicha línea. Esta carta de lluvias difiere de la presentada en la *figura 4—8* en que ésta no se refiere a cantidad de lluvias, sino a su frecuencia. En ese sentido la presencia de garúa en el invierno hace que no se pueda decir que la frecuencia de las precipitaciones es nula.

Un estudio más detallado de las lluvias en el Perú fue realizado por el Servicio de Agrometeorología e Hidrografía con la elaboración de un mapa de "Variación Media de la Precipitación" del que vale la pena extraer solamente los datos de la costa, más asociados al tema que nos interesa.

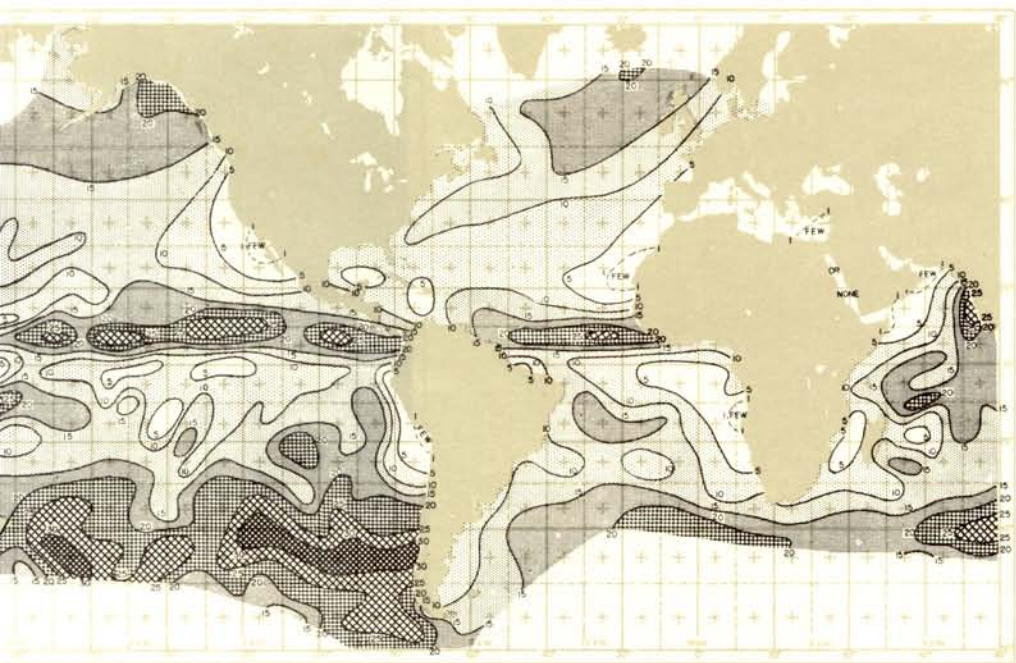
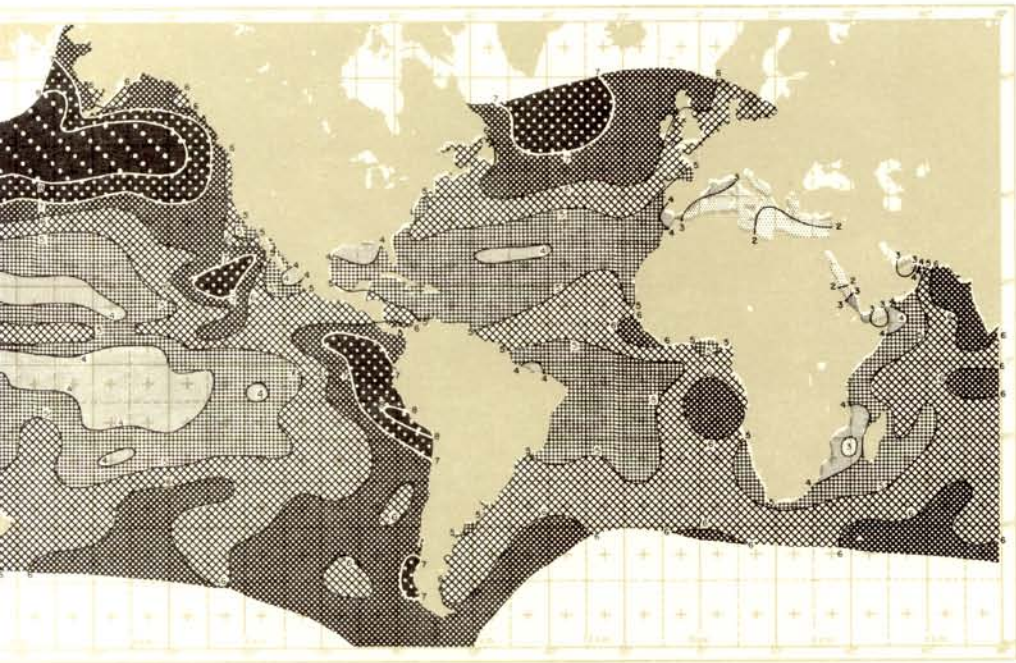
En el departamento de Piura el promedio anual es de 42 mm; en el de Lambayeque, siguiendo hacia el sur, es de 25 mm; en La Libertad baja más aún hasta 9 mm. En todo el litoral norte las lluvias ocurren en verano, durante los meses de enero, febrero, marzo y algo en abril. En la zona central de la Costa (Ancash, Lima e Ica) el promedio anual es de 15.2 mm. (para la Capital es de unos 20 mm). En esta zona las precipitaciones ocurren principalmente en el invierno y no son propiamente lluvias sino una precipitación característica, llamada "garúa", típica de los desiertos costeros. Los departamentos del litoral Sur participan de características semejantes de pluviosidad a los del

Fig. 4-13. Recubrimiento de
nubes expresado en décimas
partes del cielo cubierto.
U.S. Weather Bureau (1938).



Fig. 4-14. Porcentaje de
observaciones con lluvias (todas
las observaciones se han
realizado al mediodía del
meridiano de Greenwich).
U.S. Weather Bureau (1938).





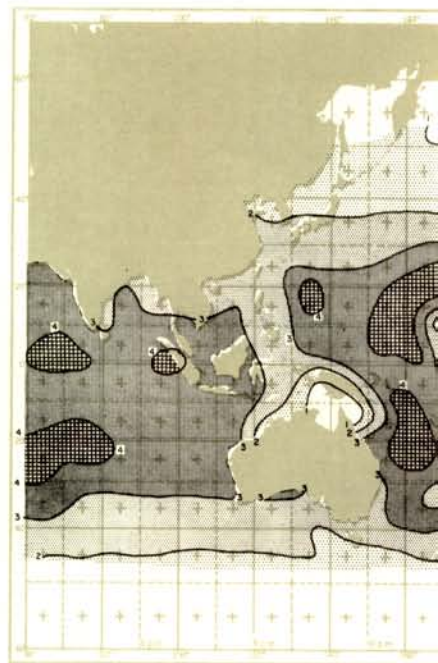


Fig. 4-15. Valor medio de la depresión del termómetro de bulbo húmedo relativo al termómetro de bulbo seco en la época junio-agosto. U.S. Weather Bureau (1938).

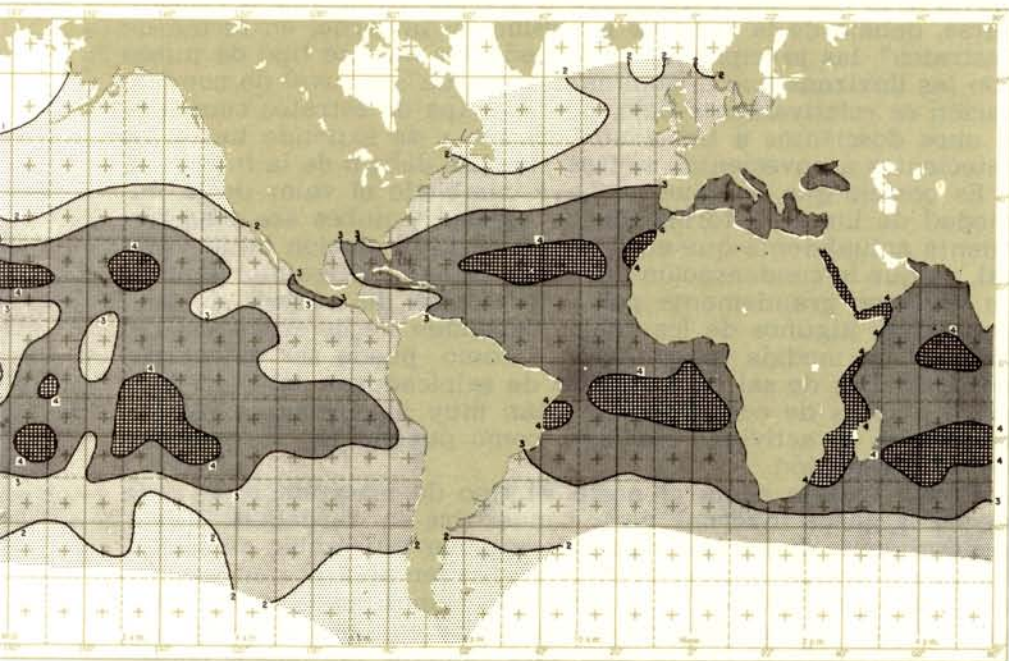
EL MAR PERUANO Y LOS FENOMENOS METEOROLOGICOS

Centro. En el extremo sur están Moquegua con 7 mm y Tacna con 52 mm anuales de precipitación.

Se ha prescindido, no solamente de toda la Sierra y la Selva, en esta reseña de lluvias, sino de características especiales, como las de las Lomas de Lachay, donde se producen mayores cantidades de lluvia debido a las condiciones de humedad producidas por las brisas marinas. De los datos anteriores puede verse que la precipitación en nuestra costa es muy inferior a la indicada por la curva, que en la *figura 4—6* limitaba la zona de escasa lluvia (isoyeta de 25 mm trimestrales).

La *figura 4—13* puso de manifiesto la capa de nubes que generalmente se encuentra inmediatamente debajo de la capa de inversión; estas condiciones hacen que exista una capa de aire superficial húmeda, muy sensible en Lima; humedad que también se presenta relativamente alta frente a nuestras costas, como puede apreciarse, aunque sin mucho detalle, de la *figura 4—15*, que muestra la depresión de temperatura leída en el termómetro de bulbo húmedo con relación al del bulbo seco.

Como es sabido, el termómetro de bulbo húmedo marca una temperatura tanto más baja que la del aire (señalada por el termómetro de bulbo seco) cuanto menor sea el contenido de humedad ambiente. Así, pues, la baja diferencia entre estas tem-



peraturas frente a nuestras costas es indicativa de una proporción de humedad más alta que frente a otros desiertos costeros; aunque el valor de la humedad relativa no queda completamente definido sin conocer la temperatura del aire, se aprecia una tendencia general de alta humedad señalada para el invierno en esta figura y que también se presenta en otras épocas del año.

La situación de humedad presentada en la *figura 4—15* se extrema en la costa en la localidad de Lima, donde Schweigger (1964) encontró un valor medio de 86% para la humedad relativa, la cual disminuye hacia el norte hasta 74% en Talara, para después aumentar de nuevo en el Golfo de Guayaquil.

A pesar de que la *figura 4—15* indica humedad alta en el área donde fueron tomados los datos —desde barcos fuera de los puertos—, estos valores de humedad resultan solamente moderados si los comparamos con los que existen muy pegados a la costa y en la faja costera. Esto se justifica, en parte, debido a que, cuanto más próxima está el agua al continente, es más fría, con lo que una masa de aire con un peso constante de vapor de agua aumenta el valor de su humedad relativa, ya que ésta es el tanto por ciento del peso de agua existente al que podría tener a la misma temperatura.

La alta concentración de vapor de agua, aunque no llega a elevarse lo bastante para producir lluvias, sí alcanza a condensarse, debajo de la capa de inversión en invierno, en forma de "estratos"; las precipitaciones procedentes de este tipo de nubes son las lloviznas que denominamos "garúa"; el nivel de condensación es relativamente bajo, pues la capa de estratos comienza a unos doscientos a trescientos metros y se extiende hasta los setecientos a novecientos metros, siempre debajo de la inversión.

Es posible que, aunque no haya cambiado el valor de la humedad de Lima, la formación de nieblas y nubes sea más frecuente actualmente que en la época de la fundación de la Capital, ya que la condensación del vapor de agua en gotitas líquidas se favorece grandemente por la presencia de núcleos de condensación, algunos de los cuales dependen de la existencia del hombre en medida insignificante, como puede ser el acarreo de partículas de sal provenientes de salpicaduras del mar, pero otros núcleos de condensación están muy directamente relacionados con la actividad humana, como pueden ser los residuos de la combustión.

Desde Trujillo hacia el norte, el tipo de precipitaciones deja de ser la garúa invernal para convertirse en verdadera lluvia, generalmente de verano, haciendo suponer un cambio de estructura en el tipo de la capa de inversión de temperatura en la parte norte de nuestro litoral. Los datos que hemos manejado se refieren solamente a radiosondajes realizados en Lima o desde barcos oceanográficos, por lo que esta opinión no puede confir-

marse. Seguramente el mayor alejamiento de la Cordillera de los Andes al litoral, contribuye a este cambio de situación.

El sistema de vientos y la distribución de presiones juegan el papel meteorológico que se ha esbozado; pero además tienen tal relación con los fenómenos del mar, como se puede sospechar de la *figura 4—2*, que vale la pena darles un tratamiento, si no muy completo, por lo menos especial.

4. DISTRIBUCION DE LA PRESION ATMOSFERICA Y DEL SISTEMA DE VIENTOS

Los esquemas de circulación de vientos y de corrientes marinas presentan una semejanza que revela un encadenamiento entre el esfuerzo que hace el viento sobre la superficie del mar y el movimiento del agua respondiendo a esa fuerza. Sin embargo, los eslabones que componen la cadena de unión entre la fuerza del viento y la respuesta del agua, no son bien conocidos. Es sabido, sin embargo, que aumenta una junto con la otra y parece que el eslabonamiento fundamental comienza con el flujo Ekman, descrito en el segundo capítulo que reordena la distribución de densidades del agua llevando la superficial, más ligera, hacia los centros de los anticiclones, justificando así una corriente geostrofica en el sentido de la circulación del viento.

Esto hace que el flujo Ekman responda más directa y más rápidamente a los cambios del sistema de vientos que el flujo regulado indirectamente. De hecho, se estima que la capa Ekman se ajusta a los cambios del viento en un tiempo del orden de un día; el flujo indirecto es más difícil de relacionar y no se tiene una idea clara de mecanismo de acomodación; parece, sin embargo, según lo estima Stewart (1969), que su constante de tiempo es del orden de años y que la circulación regulada indirectamente puede estar respondiendo durante años después de un cambio atmosférico.

Un aspecto sugerido por el encabezamiento de este apartado es la relación entre la distribución de la presión atmosférica en superficie y la circulación de vientos. Esa relación ya queda sugerida en las *figuras 1—2, 1—3, 3—11 y 3—12*. Las líneas de igual presión atmosférica, las isobaras, aparecen sensiblemente paralelas a las líneas de corriente del viento. De hecho, el orden más apropiado sería el contrario porque, establecido el campo de presiones, se formarían vientos que acabarían corriendo en forma paralela a las isobaras en ausencia de importantes fuerzas de fricción.

En efecto, sea la situación reflejada en la *figura 4—16*. La partícula de aire P se encuentra inicialmente en reposo en una zona de alta presión con presión baja a su derecha. El movimiento se inicia en el sentido de la fuerza debida a la presión F_p pero

en seguida, al haber movimiento, aparece la fuerza deflectora de Coriolis que está dirigida hacia la izquierda de la dirección de la velocidad, en el hemisferio Sur.

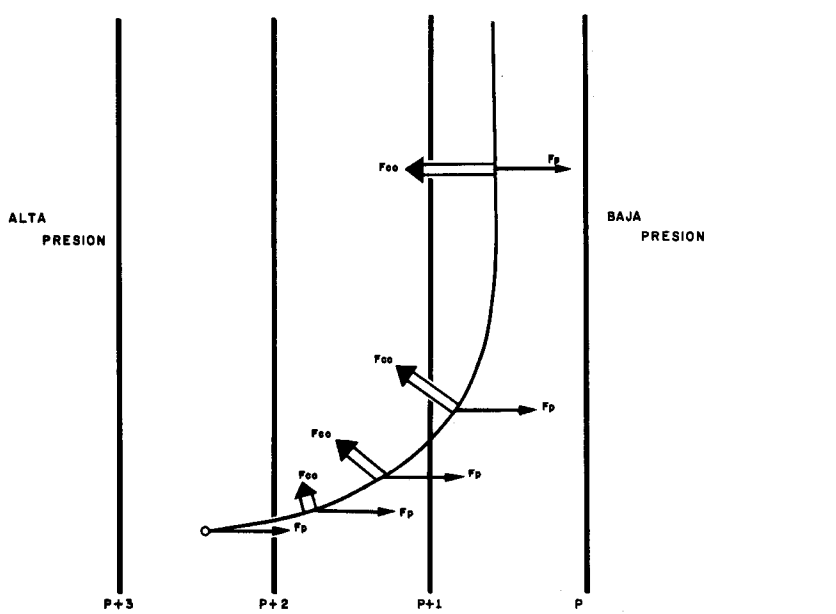


Fig. 4-16. Movimiento de una partícula de aire que parte inicialmente del reposo en un lugar de presión relativamente alta y aumenta su velocidad hasta que la fuerza de Coriolis (F_{co}) equilibra a la fuerza producida por la presión (F_p).

A medida que pasa el tiempo, la trayectoria se va desviando, la fuerza de Coriolis va tomando mayor valor —al aumentar la velocidad—, y las dos fuerzas van situándose en oposición. Cuando esto ocurre con el mismo valor numérico para ambas fuerzas (se supone que no hay fricción) se establece un equilibrio que, en este caso teórico, ya no se rompe y la partícula seguirá corriendo paralela a las isobaras.

Una situación semejante ocurre con el aire que, procedente de niveles más elevados, comienza a circular alrededor del área de alta presión atmosférica, anticiclón, subtropical. El viento sopla casi paralelo a las isobaras y, dada la configuración de la costa oeste de Sudamérica, sigue casi paralelo al litoral.

El ejemplo de la *figura 4—15* nos ayuda a sacar una conclusión cuantitativa. El valor de la fuerza debida a la presión es tanto mayor cuanto mayor es el gradiente de presión (variación de la presión por unidad de longitud en la dirección de mayor varia-

ción de presión). Si la diferencia de presión y por tanto el gradiente de presión, entre el núcleo del anticiclón y un punto de la costa peruana aumenta, también aumenta F_p .

La fuerza de Coriolis crece con el aumento de velocidad de la partícula (también disminuye con el seno del ángulo de la latitud, lo que ahora nos importa menos) y, en consecuencia, será grande con vientos de gran velocidad. Como el equilibrio se debe mantener aproximadamente entre ambas fuerzas, F_p y F_{co} , la conclusión es que la respuesta a una mayor diferencia de presión entre el núcleo del anticiclón y la costa peruana debe ser un aumento de velocidad del viento.

Así queda justificada la correlación presentada por la *figura 4-2*. La diferencia de presión atmosférica entre la isla Juan Fernández y la costa chilena (Valparaíso) rige la intensidad del sistema de vientos que sopla entre la isla y la costa. El sistema de vientos, a su vez, controla el flujo Ekman que aparta agua de la costa hacia fuera, regulando así el volumen de afloramiento, es decir, la cantidad de sales nutrientes que llegan para abastecer las necesidades del plancton vegetal, del que se alimentan las especies marinas que el hombre captura. Cuando la diferencia de presiones se altera, todo el resto de consecuencias sigue la misma fluctuación, con mayor o menor tiempo de retraso en la respuesta.

El tiempo necesario para la respuesta en el caso del flujo Ekman es relativamente corto; aunque se requiera un tiempo algo mayor para que la corriente siga las fluctuaciones de la presión y del viento, estas relaciones se pueden establecer también. Además, un aumento de la presión en el centro del núcleo anticiclónico —que se debe revelar por un aumento de diferencia de presiones— se debe corresponder también con un aumento de la subsidencia, patente no sólo en el centro del anticiclón, sino en toda la región afectada por la subsidencia.

Como consecuencia, si estas suposiciones son correctas, se debiera esperar que la presión atmosférica, por ejemplo la registrada en el aeropuerto de Lima-Callao, aumentara con el aumento del citado gradiente de presión, de la circulación de vientos, de la intensidad de las corrientes marinas (se supone que éstas presentarán mayor retraso), del Flujo Ekman y con otras características que dependen de las anteriores, algunas de las cuales han sido mencionadas y otras no.

Para que la influencia mutua reflejada en la *figura 4-2* se manifieste, no basta que exista una relación real entre ambas magnitudes como la que se ha descrito. Puede haber un retraso entre una magnitud influyente y la influida por ella que enmascare la relación o incluso haga sospechar en una influencia negativa en lugar de positiva. Por ello, como se dijo al principio del capítulo conviene ser cautos con las correlaciones estacionales.

La *figura 4—17* presenta la captura mensual de anchoveta durante seis años (1964-1969) publicada por el Instituto del Mar del Perú (Memoria anual de 1969). En el gráfico se aprecia, sin necesidad de tener en cuenta que en muchos años hubo veda, una mayor captura en verano que en invierno. La oscilación estacional es tan marcada, incluso en 1964 sin época de veda, que no vale la pena estudiar la variación estacional de la captura por unidad de esfuerzo, sino que es suficiente ver la variación de la captura total.

Se trata, pues, de un caso de enmascaramiento de la relación real por efectos no tenidos en cuenta, debido a retraso en el tiempo de respuesta, a procesos biológicos, etc. No se puede dudar, sin embargo, de la influencia favorable que tiene la intensificación del sistema de vientos sobre la productividad. En efecto, al comparar resultados de captura de años diversos, en lugar de meses distintos de un mismo año, aparece una tendencia hacia la correlación correcta.

Cabe advertir que la variación del régimen de vientos de acuerdo con las presiones, se refiere especialmente a los vientos que soplan fuera del continente, dado que dentro de tierra existe mayor número de fenómenos locales que pueden perturbar el régimen de vientos.

Todas estas afirmaciones se hacen, pues, en base a los vientos dominantes que soplan frente a la costa peruana de acuerdo con las *figuras 3—11* y *3—12* y con la *figura 4—18* que presenta, a escala más fina, con mayor detalle, los vientos resultantes frente a la costa del Perú al norte del Callao, según los cálculos realizados por Schweigger (1949). Como puede verse, los vientos resultantes soplan desde una dirección entre sur y sudeste y en algunos lugares se encuentra que los registros individuales del viento señalan persistentemente la misma dirección.

Dentro del continente se encuentra una situación semejante. La dirección del viento registrada en el aeropuerto de Piura generalmente es sur durante los 365 días del año, excepto unos días del verano de 1961 con viento procedente del sudoeste. En otros aeropuertos del norte, como Talara, las excepciones son un poco más frecuentes, con vientos del sudeste, pero la mayoría de vientos del sur es abrumadora. Más al sur, se encuentra algo más de variedad, pero generalmente la dirección oscila entre sur y sudeste, con alguna excepción aislada como el aeropuerto de Pisco que presenta vientos variando entre sur y sudoeste.

Por tanto, el predominio de los vientos del sur es tal que, en superficie, las otras direcciones no tienen importancia climática, como lo hace notar Prohaska (1968 a) advirtiendo que tal predominio no se mantiene en altura ni siquiera dentro de la primera milla, ya que a los 850 milibares (unos mil quinientos

CAPTURA MENSUAL DE ANCHOVETA PERU: AÑOS 1966 - 1970

MILES T.M.B.

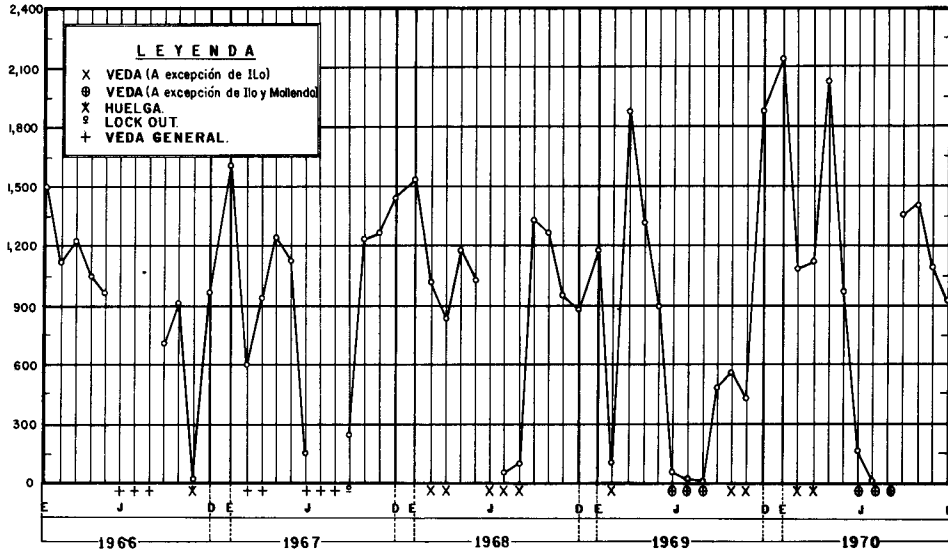


Fig. 4-17. Variación mensual de captura de anchoveta en el periodo 1964-1969. Memoria del Instituto del Mar (1970).

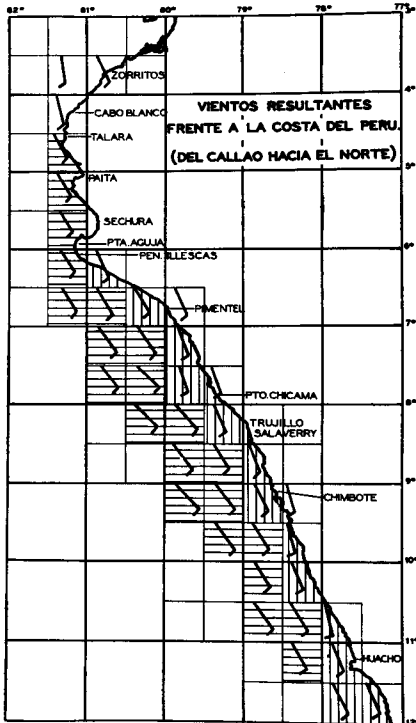


Fig. 4-18. Vientos resultantes frente a la costa del Perú, del Callao hacia el norte. Schweigger (1949).

metros de altura) los vientos del norte tienen la misma o mayor frecuencia que los vientos del sur.

La relación entre la intensidad del sistema de vientos, que gira alrededor del anticiclón subtropical del Pacífico Sur, con la subsidencia, en el área denominada por dicho anticiclón, se debe poner de manifiesto viendo si la presión atmosférica (como indicadora de intensidad de subsidencia) sigue las fluctuaciones del sistema de vientos, es decir, si es mayor en invierno que en verano como sucede con éstos según las *figuras 3-11* y *3-12*.

Esta relación equivale a suponer que la oscilación de la presión atmosférica en la parte más cercana al núcleo del anticiclón es más marcada que en las partes más externas. De ese modo, al aumentar la presión aumentará más en el centro que en la costa o en el ecuador con el consiguiente aumento de la diferencia entre ambas presiones.

Es la diferencia entre dichas presiones (el gradiente de la presión, más exactamente) la que controla la velocidad del sistema de vientos. En el caso de la variación de presiones en las cercanías del ecuador, se ha comprobado (Bjerknes, 1961) por medio de los registros de las islas Cantón (2°46'S) y Karawa (1°21'N), el escaso valor de las oscilaciones, tanto estacionales como de mayor intervalo, de la presión atmosférica. Como muestra de las oscilaciones a lo largo de la costa podemos ver algunos ejemplos en las partes centro y norte del Perú.

La *figura 4-19* muestra la variación que experimenta el valor medio de la presión atmosférica en los aeropuertos del Callao, Chiclayo y Talara, durante los diversos meses del año. Se aprecia una buena correlación entre la época de mayores vientos sobre el mar con la presión atmosférica en estas localidades. Cabe preguntarse si esto sucede al comparar datos de años diferentes, lo que puede comprobarse de modo más interesante, haciendo intervenir la temperatura.

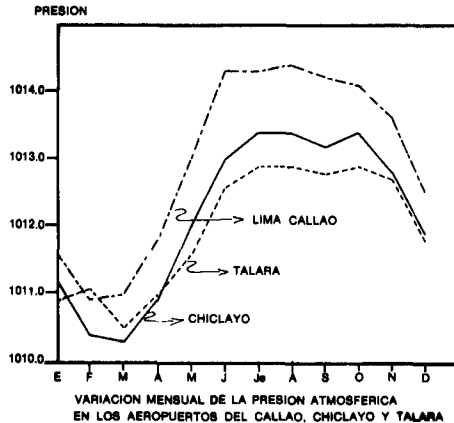


Fig. 4-19. Variación de los valores mensuales medios de la presión atmosférica en diversos aeropuertos.

5. *RELACION ENTRE EL SISTEMA DE VIENTOS Y LA TEMPERATURA*

En lo que sigue nos fijaremos en la circulación de vientos a escala mediana o grande y las repercusiones que producen en la temperatura de áreas relativamente grandes del mar con influencia sobre la temperatura del aire que sopla entre el litoral y la cadena de los Andes.

De este modo se excluyen fenómenos locales producidos por el viento sobre la superficie del agua; uno de los cuales, mencionaremos a modo de ejemplo. El viento que sopla en La Punta ejerce una tracción sobre el agua que está en la playa de Cantolao, alejando mar adentro hacia el norte, la delgada capa superficial calentada por el sol y quedando en superficie agua más fría, con el resultado de que, en alguna oportunidad, se ha encontrado una temperatura del agua en Cantolao de 5°C menos que en la opuesta, en la época en la que aún no se habría construido espigones en ésta (según observaciones del Comandante Rivera, comunicación personal).

Este tipo de enfriamiento ocurre no solamente cuando sopla un viento de tierra hacia el mar, un terral generalmente, sino que, como hemos visto, la acción del viento paralelo a la costa produce un flujo Ekman con el consiguiente acarreo de agua fría a la superficie. De este modo, cuando el sistema de vientos alisios del sudeste se intensifica, la temperatura del agua del mar disminuye en los lugares de afloramiento y, de allí, por la circulación horizontal, se hace extensiva la temperatura más baja al agua superficial frente a toda la costa.

No es esta la única razón de enfriamiento del agua con el aumento de la circulación de los vientos, sino también la intensificación del contacto mutuo. Si el único intercambio de calorías entre el mar y el aire fuera el correspondiente al calor sensible —dirigido hacia las temperaturas más frías—, cuanto mayor fuera el contacto atmósfera-mar más calentaría el aire, relativamente templado, al agua, más fría. Sin embargo; el aire extrae calorías del agua en el proceso de evaporación, el cual hace intervenir mayores cantidades de calor. Por ello, un aumento de la circulación de vientos enfría la superficie del océano en mayor grado de lo normal.

Existe, además, un motivo relacionado con la circulación horizontal de corrientes marinas que influyen en la temperatura superficial del océano y, por tanto, en la del aire de la costa. Dado que la Corriente del Perú está regulada por el sistema de vientos alisios, la Corriente Costera y la Corriente Oceánica del Perú tienden a unirse, con la consiguiente profundización de la Contracorriente. En general esto significará, y lo trataremos de nuevo al considerar lo que sucede al disminuir la inten-

sidad del sistema de vientos, un relativo mayor aporte en superficie de aguas procedentes del sur, más frías.

Aun a riesgo de presentar una excesiva simplificación de los procesos atmosféricos y oceanográficos, vamos a hacer un resumen esquemático de las supuestas relaciones entre las magnitudes consideradas hasta aquí. En realidad, una cierta simplificación de los hechos sucede siempre que el hombre los describe, porque necesariamente ha de abstraer lo que parece más importante de la rica complejidad de la naturaleza. En este caso, el riesgo se encuentra al pretender decir la cosas más claramente de lo que son realmente conocidas en el estado actual del estudio de estos fenómenos. Algunas de las afirmaciones pertenecen, pues, al campo de una sensata hipótesis de trabajo.

Parte del esquema ya estaba hecho, ahora se incorporan nuevos elementos en la relación. Según las suposiciones hechas, al aumentar la diferencia de presiones entre el centro de un anticiclón subtropical y los lugares de la periferia —al aumentar el gradiente de presión—, aumenta asimismo la presión atmosférica en toda el área de influencia del mismo, más en la parte más cercana, aunque existan fenómenos locales que alteren un poco los detalles.

El aumento de gradiente de presión va acompañado de aumento en la circulación de los vientos alisios. Al mismo tiempo, la continuidad del movimiento de las masas de aire justifica que mayores volúmenes estén descendiendo en el área del anticiclón y entrando en movimiento alrededor del mismo. Este mayor movimiento descendente es la mayor subsidencia, que intensifica un calentamiento del aire a alturas medias de la troposfera, produciendo una capa de inversión de temperatura bien señalada.

La intensificación de los vientos alisios del sudeste sobre valores normales hace que el enfriamiento que produce (principalmente como calor latente de evaporación) en las aguas del océano adquiera valores anormalmente elevados. Queda también intensificado el flujo Ekman y, por tanto, el afloramiento con el consiguiente acarreo de agua fría a la superficie lo que enfría también todo el sistema océano-atmósfera.

Uno podría preguntarse si es más notorio, como factor para reducir la temperatura del área, el efecto producido por el afloramiento de agua fría o el producido directamente por la intensificación del viento. Un procedimiento de analizarlo trataría de ser —no lo es completamente, como veremos— el de ver dónde se producen las mayores variaciones de temperatura en la superficie del mar a lo largo del año.

Sería un indicio a favor de la influencia del afloramiento el que la variación estacional de temperatura, que acompaña a la de vientos, fuera máxima pegada a la costa del Perú; mientras que abonaría mayor influencia de la entrega de calor al

viento, en forma de calor latente, si la máxima variación estacional se produjera mar adentro hacia la región en que los vientos alisios tienen el máximo cambio estacional de amplitud.

La figura 4—20 presenta la variación estacional de temperatura de la superficie del mar entre los meses de agosto a marzo (la de marzo menos la de agosto) calculada por Bjerknes (1961), en la que se aprecia la mayor oscilación de temperaturas hacia la región con mayores variaciones de los vientos alisios, donde se observa, además, una fluctuación de temperatura mayor que en el hemisferio norte.

Hay más razones adicionales para la gran variación de temperatura, de más de 12°F, frente a la costa del Perú; en parte está presente la influencia de la Contracorriente del Perú que, estacionalmente, aparece en la superficie con el debilitamiento de los vientos alisios del sudeste. Esta característica de variación del flujo geostrofico no estaba considerada cuando se habló de comparar la influencia relativa del afloramiento y de la evaporación para conseguir la variación de temperatura del agua. Por esta característica, y por otras que pueden intervenir también, la comparación no puede definir totalmente las influencias relativas.

Las razones apuntadas últimamente abonan por una correspondencia entre máxima actividad de presión y de vientos con mínimos valores de la temperatura del agua frente a la costa del Perú, debido a diversas causas: pérdida de calor latente de evaporación, aumento de afloramiento y variación del flujo geos-

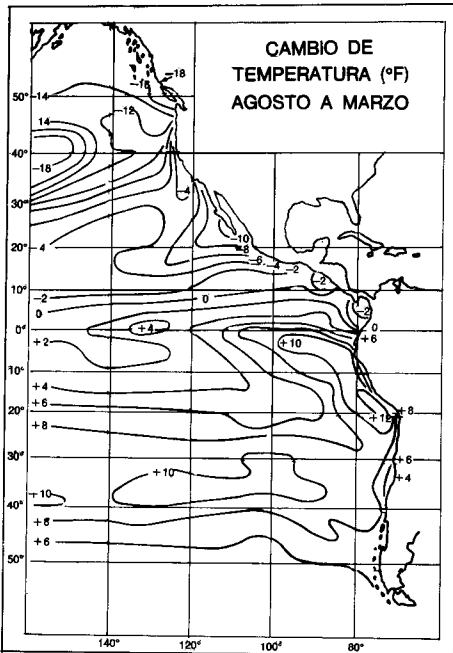


Fig. 4-20. Variación de la temperatura media del mar (en °F) de agosto a marzo (marzo menos agosto) (Bjerknes, 1961).

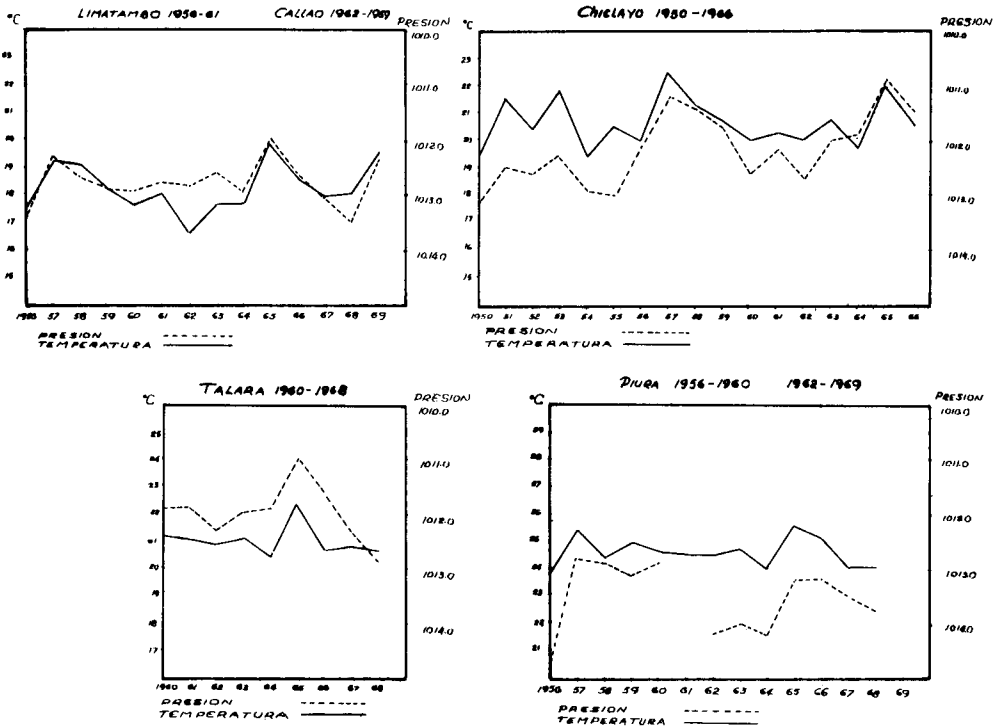
HISTORIA MARITIMA DEL PERU

tráfico de las corrientes marinas. Si, como es de esperar, la temperatura del aire sigue a la del agua, aquélla debe disminuir también.

Unos ejemplos de la correspondencia entre todos esos factores se presentan en las *figuras 4—21 (a, b, c y d)* que muestran la relación entre la presión atmosférica media anual y la temperatura media anual en cuatro aeropuertos de la costa, según datos proporcionados por la Corpac.

En la *figura 4—22 (a, b, c y d)* se presentan también las fluctuaciones mensuales medias de la presión en estos cuatro aeropuertos en el mismo gráfico con las variaciones de las temperaturas mensuales medias del aire tomadas en los mismos lugares. La escala de presiones está invertida para que las fluctuaciones de las curvas tengan el mismo sentido. La correspondencia entre las curvas correspondientes a Lima-Callao y Chiclayo es notable. En este último aeropuerto se aprecia un mínimo relativo, es decir, un punto más elevado que los demás en el gráfico con la escala invertida, de la presión media en el mes de setiembre, que también aparece en Talara, como resultado de valores mensuales individuales que también son simultáneos para am-

Fig. 4-21. Variación de los valores anuales medios de la temperatura del aire y de la presión atmosférica en diversos aeropuertos.



bas localidades y sugieren fenómenos en una región que abarca estos lugares.

En Piura y Talara la oscilación anual de la presión es más baja que en Lima y Chiclayo. Sin embargo, la correlación entre las oscilaciones de presión y temperatura es igualmente buena, y sería más patente en el gráfico si se hubiese alterado una escala; por ejemplo la de presiones haciendo que la variación se representase con mayor amplitud en el dibujo.

Falta además añadir a todos los factores que hemos visto oscilar simultánea, o casi simultáneamente, el nivel de la superficie del mar. La *figura 4—1* mostraba esa correspondencia entre los niveles medios anuales del mar en La Punta y la temperatura del aire en el aeropuerto de Lima-Callao. Se trata ahora de justificar el fenómeno y ver qué generalidad tiene.

La *figura 1—6* que nos sirvió para conocer las corrientes superficiales de un cierto año, muy normal, se fundamenta en el cálculo indirecto de corrientes descrito en el capítulo segundo (flujo geostrófico). De acuerdo con la teoría, se establece un desnivel de altura entre diversos puntos de la superficie del mar; en este caso, especialmente entre la costa y la región próxima al núcleo del anticiclón, como consecuencia del transporte de agua en esa dirección producido por el flujo Ekman.

En dicha figura se observa lugares que, con relación a un cierto nivel de referencia arbitrario, tienen una altura de unos 114 centímetros, mientras que en otros lugares se puede apreciar altura de 148 centímetros, es decir, un desnivel de 34 cm. Prescindiendo de que esta altura sea inferior al de una ola de regulares dimensiones, el desnivel debería observarse si se hiciera un suficiente número de mediciones, que eliminara las oscilaciones temporales —olas, mareas, etc.— al hallar un promedio general.

Este desnivel no existiría si no hubiera circulación general superficial, ni flujo Ekman, ni actuación del sistema de vientos que los regula. Al aumentar la intensidad del sistema de vientos, deben aumentar los flujos geostrófico y Ekman, y en consecuencia, el desnivel.

Un modo de justificar la disminución de nivel del mar en la costa, cuando aumenta la circulación de vientos y corrientes, podría consistir en suponer que el nivel en la parte central del anticiclón se mantiene relativamente constante, de modo que, al aumentar el desnivel, disminuye la altura del agua en la costa y, al ponerse más horizontal la superficie del mar, la altura del nivel del mar medida por el mareógrafo debe disminuir. Sin embargo, la situación es muy compleja.

La correlación, que se presenta en nuestras costas, entre la temperatura del agua —o del aire— y el nivel del agua sucede también estacionalmente; el nivel medio de las aguas es mayor en verano que en invierno. La complejidad de este fenómeno se

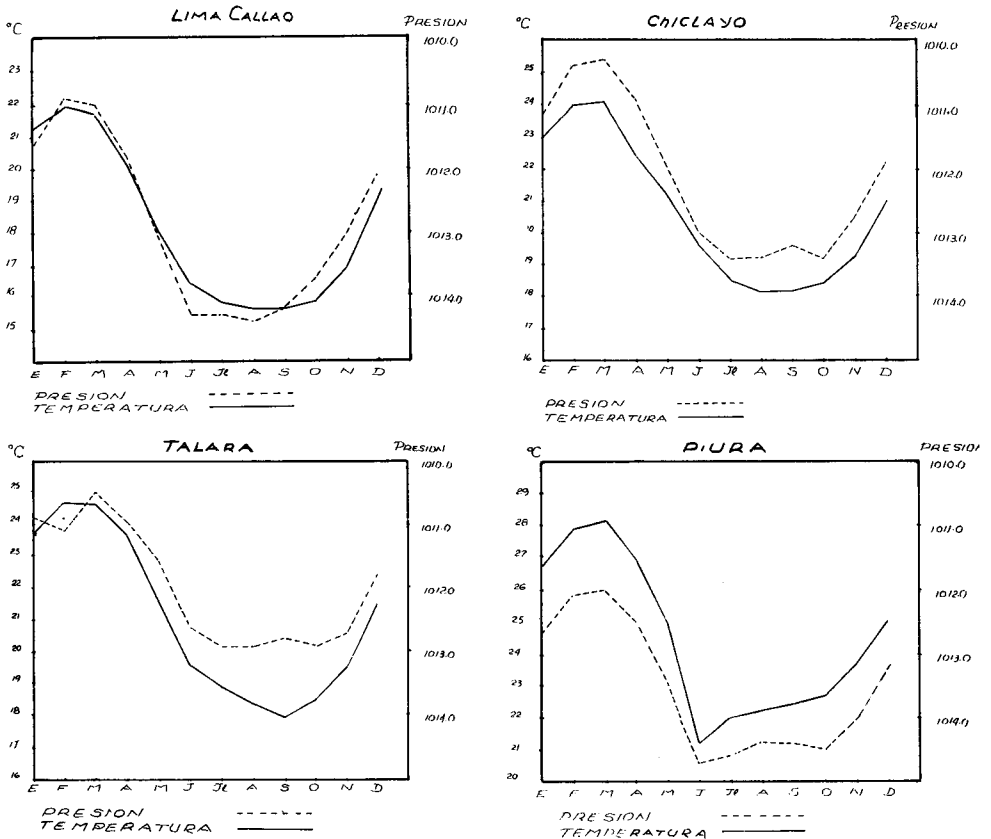


Fig. 4-22. Variación de los valores mensuales medios de la temperatura del aire y de la presión atmosférica en diversos aeropuertos.

puede deducir de las figuras 4-23 (a, b) tomadas de una cita de Bjerknes (1964) a un trabajo de Roden (1963) y la 4-23 de Bjerknes (1964). Las figuras 4-23 a y b presentan la topografía de la superficie del océano calculada de modo semejante a la de la figura 1-6; la 4-23a se refiere a enero-marzo y 4-23b a agosto-setiembre. La figura 4-24 muestra la diferencia de alturas entre las anteriores (enero-marzo menos agosto-setiembre).

Puede observarse, en las dos primeras figuras que el nivel del mar en la parte ecuatorial está más elevado en el oeste que en el este, lo cual se justifica porque los vientos alisios soplan de este a oeste acumulando mayor nivel de las aguas en el extremo oeste. De la figura 4-24 se aprecia que, entre la costa peruana y la mitad del Océano Pacífico, el nivel de las aguas es mayor en el verano del hemisferio sur. Desde ese lugar (hacia los 180° de longitud) al oeste, el nivel del agua descende en el verano del hemisferio sur.

EL MAR PERUANO Y LOS FENOMENOS METEOROLOGICOS

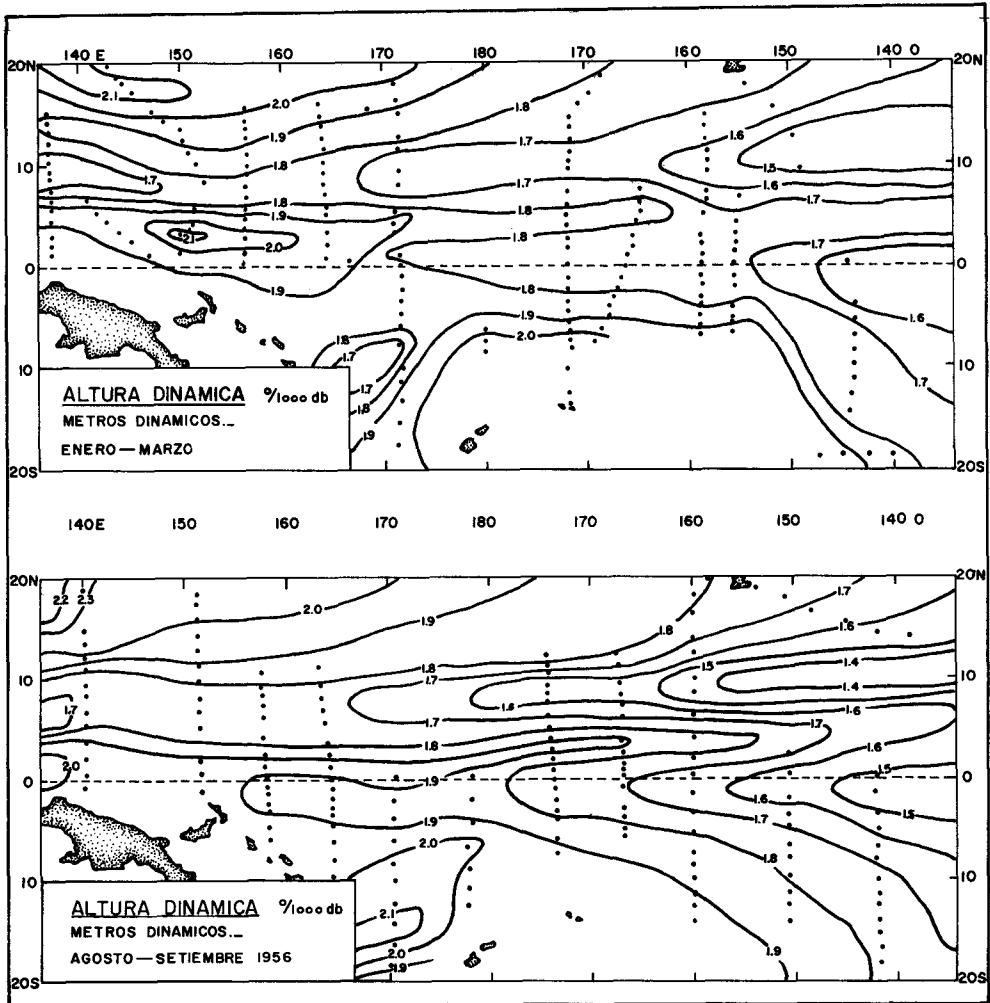


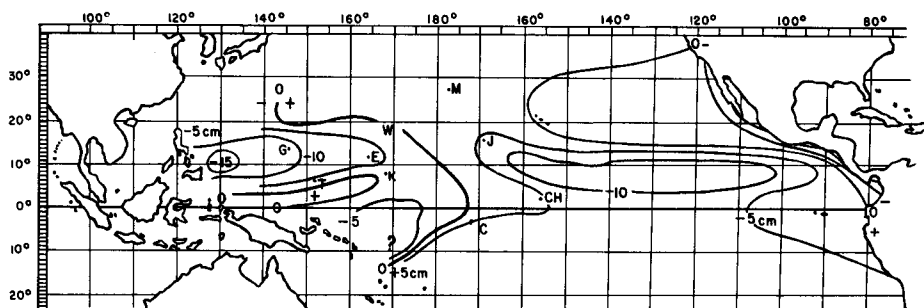
Fig. 4-23. Topografía relativa de la superficie del océano en el Océano Pacífico central tropical, en metros dinámicos, a) en enero-marzo b) en agosto-setiembre. (Roden, 1963).

Esa variación es la esperada debido al debilitamiento de los vientos alisios en nuestro verano, ya que el desnivel —que es del orden de los 0.7 metros— entre oriente y occidente, causado por acumulación de aguas empujadas por los alisios debe disminuir. En este caso suponemos que el nivel oscila con relación a un punto de giro que situamos hacia el lugar donde el cambio de nivel de verano a invierno es nulo. Así, al sur del ecuador térmico, debe haber correlación positiva entre nivel y temperatura al este del Pacífico ecuatorial y correlación negativa al oeste.

Se podría tratar de establecer la correlación de un modo más general, como lo hace Bjerknes (1964), con base en el equilibrio que debe existir entre la tendencia del flujo geostrófico con componente meridional y la tensión tangencial que el viento produce sobre la superficie del mar. No lo vamos a hacer aquí; sin embargo, vale la pena recordar que existe otra circunstancia que actúa en el mismo sentido, en nuestra costa, para reforzar la correlación temperatura-nivel del mar.

Esa circunstancia es el efecto de la presión atmosférica semejante al que produce sobre el líquido de un barómetro. La diferencia está en que, en el barómetro normal, un aumento de presión atmosférica produce un correspondiente aumento de la altura del líquido contenido en el tubo, mientras que, en el caso de la superficie del mar, el aumento de presión baja la superficie del océano una altura de líquido igual a la que produce esa variación de presión.

La presión atmosférica equivale a unos mil milibares y también se equilibra con una altura de agua de mar de unos diez metros, es decir, mil centímetros. Si cada milibar de variación en la presión se corresponde con un centímetro de desnivel en el



ESQUEMA TENTATIVO DE LOS CAMBIOS PROMEDIO DEL NIVEL DEL OCEANO (din cm.) DE AGOST-SET A ENE.-MARZO.

Fig. 4-24. Diferencia de nivel medio del océano (en centímetros dinámicos) de agosto-setiembre a enero-marzo. (Roden, 1963).

agua, se tiene una idea del orden de magnitud producido por la fluctuación de la presión, relativamente menor que la fluctuación de la *figura 4—1*; pero reforzando la correlación, ya que con temperatura fría hay generalmente circulación de vientos activa, mayor subsidencia y mayor presión atmosférica.

Muchos de los razonamientos hechos al hablar de estas correlaciones sirven para estudiar un caso extremo de debilitamiento del sistema de vientos, de corrientes, de subsidencia, presión atmosférica y aumento de temperatura y nivel de las aguas, que se relaciona con el fenómeno llamado El Niño.

6. EL FENOMENO EL NIÑO

El fenómeno El Niño es un suceso que ocurre en determinados años con manifestaciones especialmente patentes frente a las costas del Perú. Los casos con más notable información son los del año 1891, descrito por Schott (1931); del año 1925, descrito por Murphy (1926); del año 1941, descrito por Lobell (1942); del año 1957-58 descrito por Wooster (1960) y Bjerknes (1961, 1966); del año 1965, descrito por Guillén y Flores (1965).

Las manifestaciones más patentes de un fenómeno El Niño son la invasión de aguas cálidas, es decir presencia de temperaturas anormalmente altas con avancè en dirección contraria a la Corriente del Perú, y lluvias en la parte norte de la costa peruana. Adicionalmente se presentan consecuencias biológicas en el mar generalmente perjudiciales y hasta catastróficas, como puede ser el aguaje y mortalidad de aves guaneras.

Después de las consideraciones hechas anteriormente, podríamos añadir que, si existen las lluvias en la costa norte del Perú, tiene que haber desaparecido la capa de inversión de temperatura en la atmósfera, con la consiguiente alteración del sistema de los vientos alisios, disminución de la presión atmosférica (como se aprecia en las *figuras 4—2 a, b, c y d*), disminución del nivel medio de la superficie del mar (*figura 4—1*) y se podría aumentar la lista con consecuencias de tipo biológico, como sería la presencia del necton típico de aguas tropicales. Si la mortandad de especies que no resisten esas condiciones es suficientemente intensa, al descomponerse el necton puede requerir oxígeno del agua hasta llegar a producir sulfhídrico a partir de los sulfatos. La anchoveta no será asequible a las aves guaneras y éstas perecerán en grandes cantidades.

La mayor parte de las características físicas del fenómeno se presenta como una intesificación del proceso estacional normal que ocurre con la aparición del verano; al menos en lo que se refiere a temperaturas y circulación de vientos. Esto hace pensar que debe ser alguna causa meteorológica la que desata la aparición de un nuevo El Niño. Sin embargo, no puede ser

una causa exclusivamente meteorológica; en efecto, todo lugar tiene una serie de días de verano anormalmente fríos o cálidos o lluviosos; pero la persistencia de una anomalía por un período de varios meses debe ser por la intervención del océano, porque los períodos (entendiendo el término de período, en este caso, en el sentido de constante característica de tiempo) típicos de los fenómenos puramente atmosféricos son muy breves.

Por otra parte, un fenómeno semejante al que ocurre frente a nuestras costas se presenta en aguas costeras de California, Sudoeste de Africa, oeste de Australia y Viet Nam, según describe Wooster (1960), quien aboga por un nombre genérico para este fenómeno en general (quizá el mismo El Niño traducido al latín o griego), dejando el término más específico de El Niño para el caso particular que afecta a las aguas de la costa peruana. (Así, El Niño sería un ejemplo notable del fenómeno *Puer*, por ejemplo).

Sin que se pueda decir que se conoce el mecanismo de producción de un fenómeno El Niño, existen unas pistas que parecen bien encaminadas. En esquema, podría decirse que el mo-

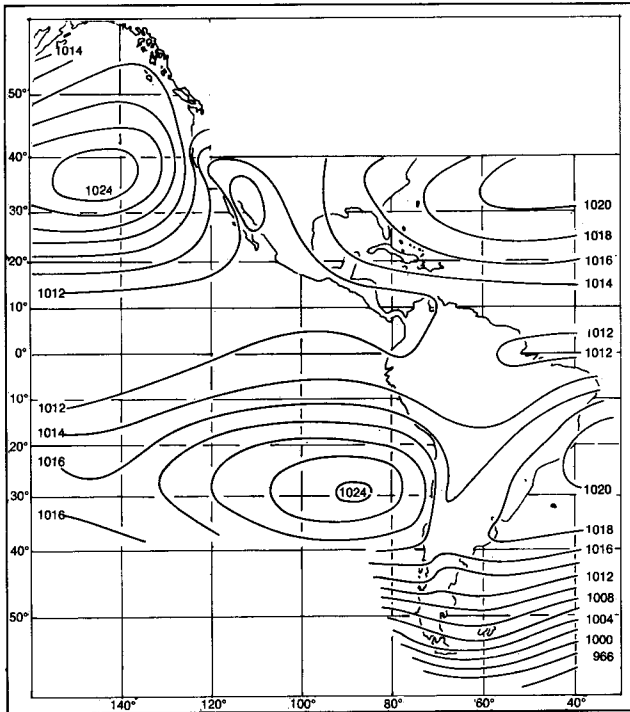


Fig. 4-25. Distribución de la presión atmosférica a nivel del mar, en milibares, en el mes de agosto. (Bjerknes, 1961).

EL MAR PERUANO Y LOS FENOMENOS METEOROLOGICOS

tivo, que finalmente dispara las manifestaciones más externas y patentes del fenómeno, es el debilitamiento anómalo del sistema de los vientos alisios ligados al anticiclón subtropical del hemisferio sur.

Sin embargo, no es un fenómeno puramente meteorológico y, por ello, interviene el mar de varios modos; uno de ellos parece consistir en una acumulación previa de agua cálida en la zona ecuatorial, manifestada más aún en una profundización de la termoclina que en aumento de temperatura superficial. Esta situación está favorecida por un debilitamiento de los vientos alisios del hemisferio norte (Bjerknes, 1961).

La *figura 4—25* presenta la distribución de la presión atmosférica al nivel del mar en milibares para un mes de invierno (agosto). De acuerdo con lo establecido en la *figura 4—16*, y en el capítulo segundo, podemos encontrar que la dirección del viento geostrófico sobre el mar es aproximadamente el de las líneas de igual presión y su sentido coincide con el anticiclónico (contrario a las agujas del reloj en el hemisferio sur y en el sentido de aquéllas en el hemisferio norte).

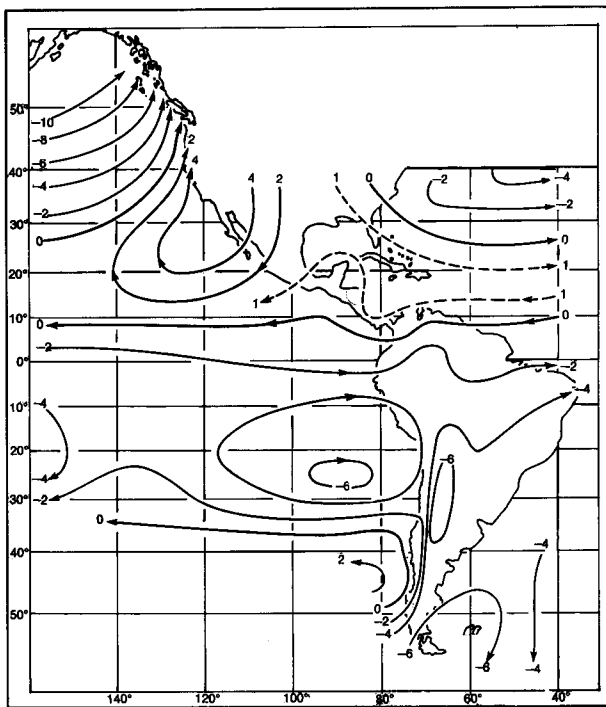


Fig. 4-26. Variación de la presión atmosférica, en milibares, de agosto a marzo. (Bjerknes, 1961).

La figura 4—26 muestra la variación de presión atmosférica al nivel del mar, también en mb, de agosto a marzo (marzo menos agosto), presentando lo que habría que añadir a la distribución de invierno (figura 4—24) para obtener la de verano. En esta figura se ha señalado el sentido de la circulación “añadida” a la de invierno para conseguir la de verano. Como puede verse, se trata de una oposición a la circulación de vientos presentada en la figura 4—25 y por tanto, de un debilitamiento de la misma en el área del anticiclón del hemisferio sur.

Vale la pena fijarse que en marzo también queda debilitada la circulación alrededor del anticiclón que se halla frente a la costa de California; más debilitada que la circulación frente al Perú, de forma que, mientras esta última impide la lluvia durante todo el año, en el hemisferio norte el debilitamiento invernal llega a permitir una estación lluviosa. De un razonamiento semejante Stommel extrajo motivos para decir que en California hay normalmente un El Niño (Puer) todos los inviernos, cuando los vientos decaen como regla en el invierno, mientras que en la Corriente del Perú, El Niño es por definición un acontecimiento anormal, ya que allí los vientos no cambian normalmente mucho con la estación (discusión siguiente a la conferencia de Wooster, 1960).

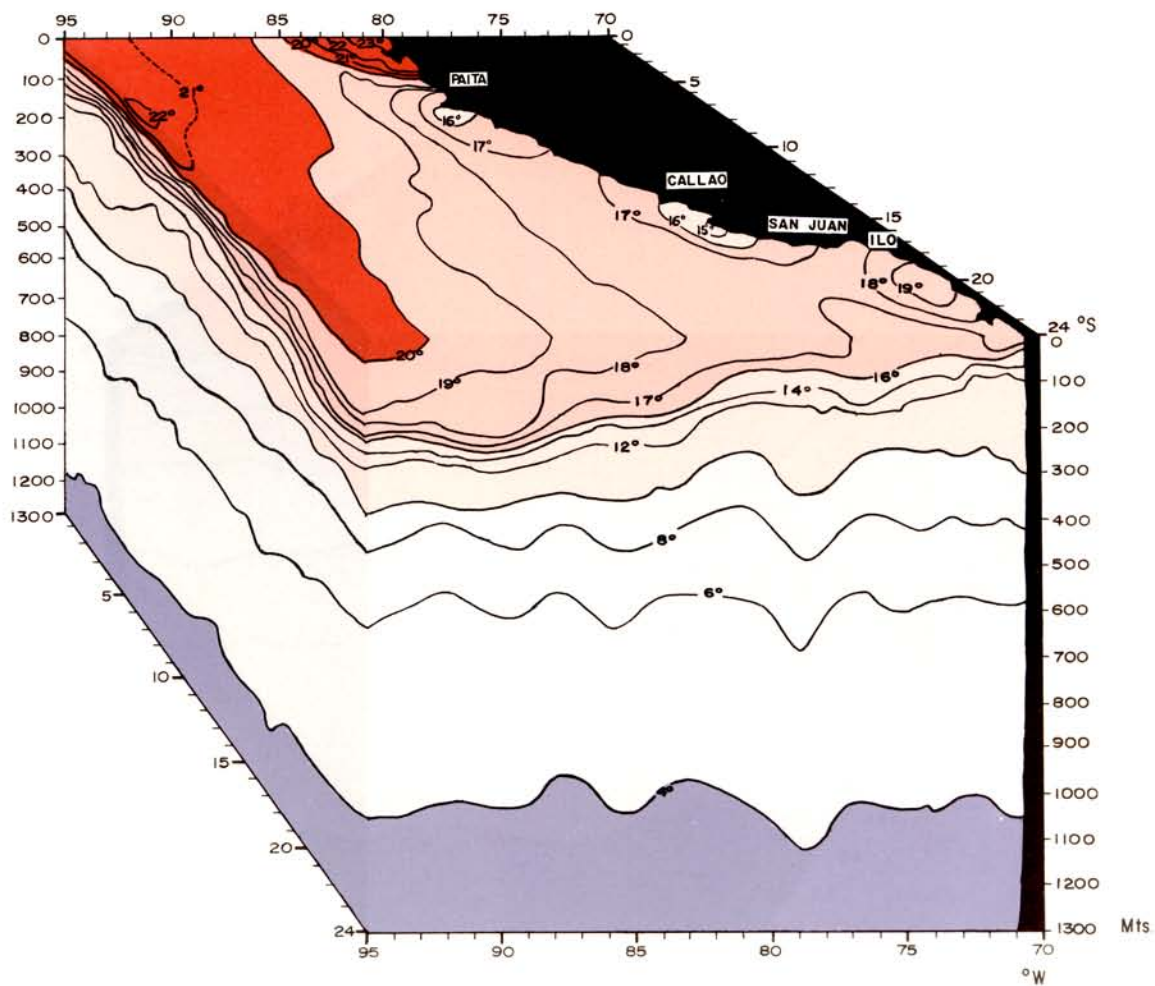
La anomalía de El Niño se refiere a la poca frecuencia con que se presenta frente a la costa peruana; en cierto aspecto un fenómeno El Niño es una tendencia a lo normal, si por normal se entiende las características que se encuentran en latitudes semejantes a las de la costa peruana, distintas de las de un desierto costero, como por ejemplo el lado atlántico del continente americano.

Bjerknes (1966) afirma que “El Niño es un fenómeno estival del hemisferio sur y la alta temperatura del mar medida en esa estación es un subproducto del máximo anual de insolación, especialmente en la parte de los vientos alisios donde hay pocas nubes. Los verdaderos veranos de El Niño son raros y difieren del verano medio por vientos alisios anormalmente débiles”.

Según el párrafo anterior, se debe entender que el tipo de verano más frecuente en la costa peruana presenta parcialmente las características del fenómeno El Niño, aunque no todas. Parece conveniente, pues, ver, en lo posible, cuáles son esas semejanzas de verano y cuáles son las diferencias.

7. VERANOS DE LA COSTA PERUANA SIN CULMINACION DEL FENOMENO EL NIÑO

Las láminas 4—I y 4—II presentan la distribución de temperaturas en los bloques A y B de un año sin características extremas de temperatura y en una época del año de temperaturas



próximas al promedio (datos de la Expedición *Step-I*, de setiembre a diciembre de 1960), por lo que estas distribuciones se pueden considerar representativas de valores medios; hay alguna excepción, como es la dirección norte que presenta la lengua de agua menos cálida que alcanza el ecuador a los 85—86° de latitud oeste en la *lámina 4—I*, la cual no es muy frecuente.

En dicha lámina aparecen en superficie dos cuerpos de agua con temperaturas superiores a 20°C; uno al oeste, de Agua Subtropical Superficial, y otro al norte, de Agua Tropical Superficial al norte del Frente Ecuatorial bien definido en temperaturas como lo mostraba en salinidades la *lámina 3—III*, en la que se apreciaban también las salinidades de las masas de agua citadas.

Otra región que presenta agua con temperatura relativamente alta es la centrada cerca de la costa a los 19°S y con temperaturas superiores a los 19°C. Esta área con agua más caliente que la de su ambiente se presenta claramente de noviembre a febrero, y su aislamiento de lugares con aguas cálidas indica que para su formación es importante el calentamiento local (Wyrski, 1964).

Las áreas costeras con temperatura de superficie más baja, indicadora de afloramiento por la época en que se hicieron las mediciones, están muy claramente señaladas. Coinciden con las áreas que presentaban características de afloramiento en las *láminas 3—III, 3—IV, 3—V y 3—VI*.

El ascenso de isotermas en el nivel inmediato a la superficie es indicativo del flujo hacia el norte de la Corriente Costera del Perú y el descenso de isotermas a los 200—300 metros indica el flujo hacia el sur de la Corriente Submarina del Perú. El flujo superficial y el afloramiento coinciden en manifestarse por un descenso de la temperatura superficial en los puntos más cercanos a la costa.

Las caras frontales de las *láminas 4—I y 4—II* cortan transversalmente a corrientes de velocidad relativamente moderada cerca de la costa (*lámina 3—II*); por ello no es tan notable la elevación de las isotermas en la proximidad de la costa; sin embargo, presentan algo de la representación típica, caracterizada por isotermas ascendentes al aproximarse a la costa cerca de la superficie, mientras que en el nivel de los doscientos o trescientos metros son descendentes al aproximarse a la costa.

El cambio medio de la temperatura de superficie entre el invierno y el verano, en el ámbito de las aguas costeras del Perú, se aprecia con la comparación de las *figuras 4—27 y 4—28* reproducidas de Zuta y Guillén (1970), quienes ponen de relieve el contraste entre una definición clara de las aguas costeras con temperaturas bajas en el verano y en el otoño, mientras que no se encuentra la misma claridad en la distinción de esas aguas en el invierno y la primavera, ya que en estas últimas estaciones

HISTORIA MARITIMA DEL PERU

Fig. 4-27. Temperatura promedio (en °C) de la superficie del mar, en el verano (enero, febrero, marzo). (Zuta y Guillén, 1970).

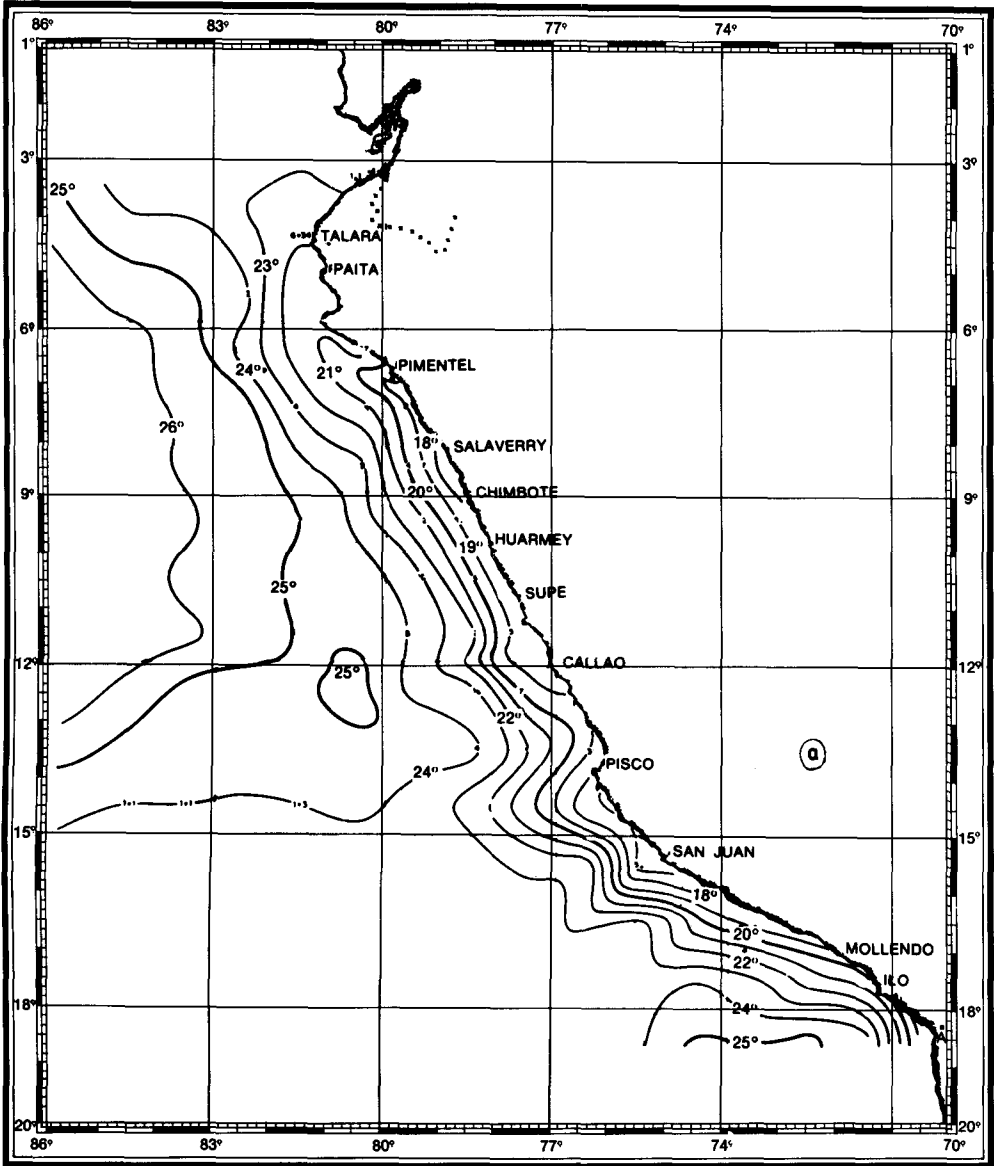
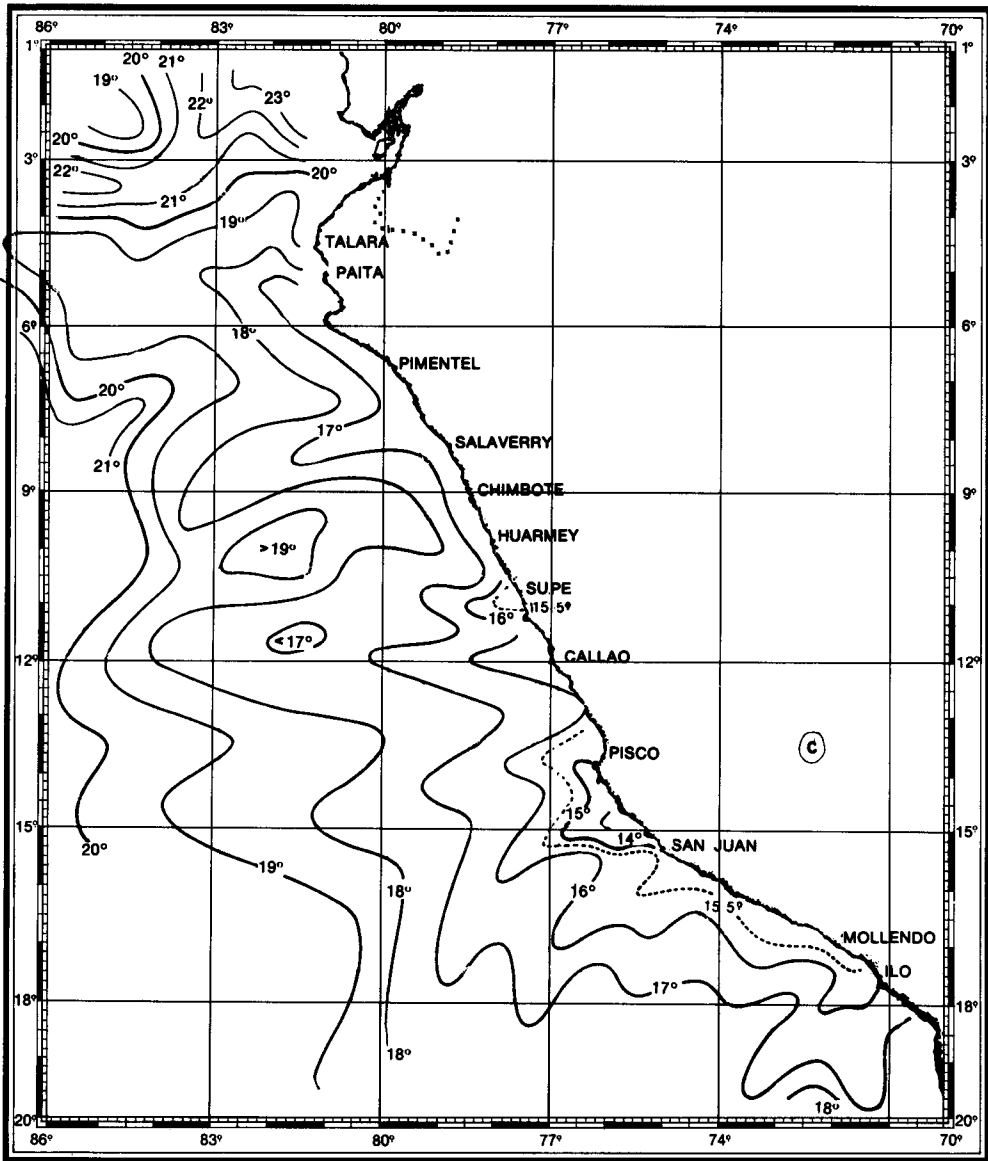


Fig. 4-28. Temperatura promedio (en °C) de la superficie del mar, en el invierno (julio, agosto y setiembre). Zuta y Guillén (1970).



astronómicas la Contracorriente del Perú no separa las aguas de la Corriente Costera y la Corriente Oceánica del Perú.

Respecto del Frente Ecuatorial, el contraste es, por el contrario, más marcado en el invierno que en el verano, época en la que resulta poco perceptible, según indica la *figura 4—27*. La *figura 4—28* probablemente no muestra el frente con caracteres tan definidos como si los datos procedieran de una expedición oceanográfica individual, ya que las oscilaciones que sufre la posición del frente anulan ciertos contrastes en un promedio, especialmente cuando el promedio abarca varios meses del año.

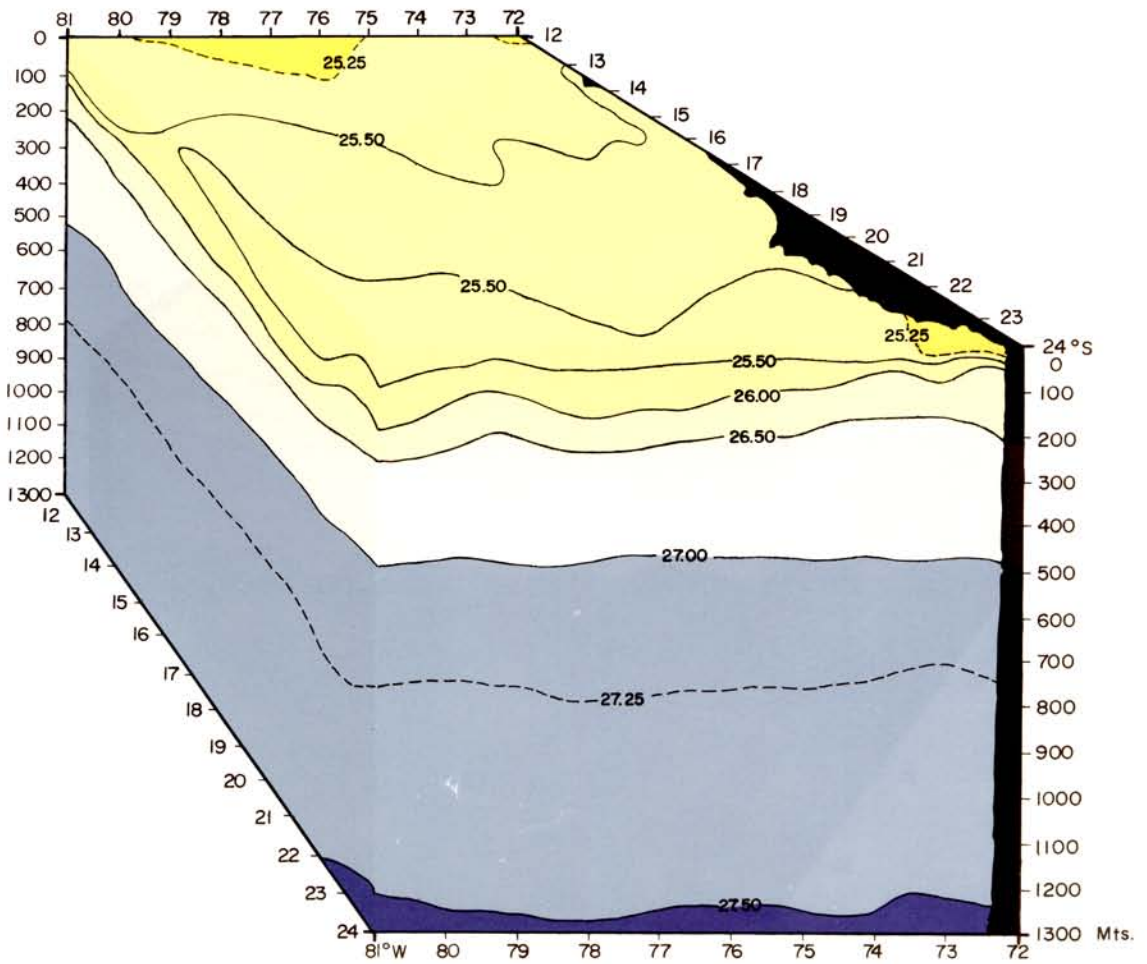
De hecho, el Frente Ecuatorial pierde mucho de su contraste de temperaturas durante los veranos y en el caso de un fenómeno El Niño investigado por Bjerknes (1961), desapareció casi completamente. Zuta y Guillén (1970) adjudican justamente una estrecha relación a este frente con el fenómeno El Niño. Su estudio sería muy deseable; aún no se conoce el proceso oceanográfico por el que se elimina este frente, proceso de gran importancia para el Perú, aunque se realice, en su mayor parte, fuera de las aguas costeras del Perú.

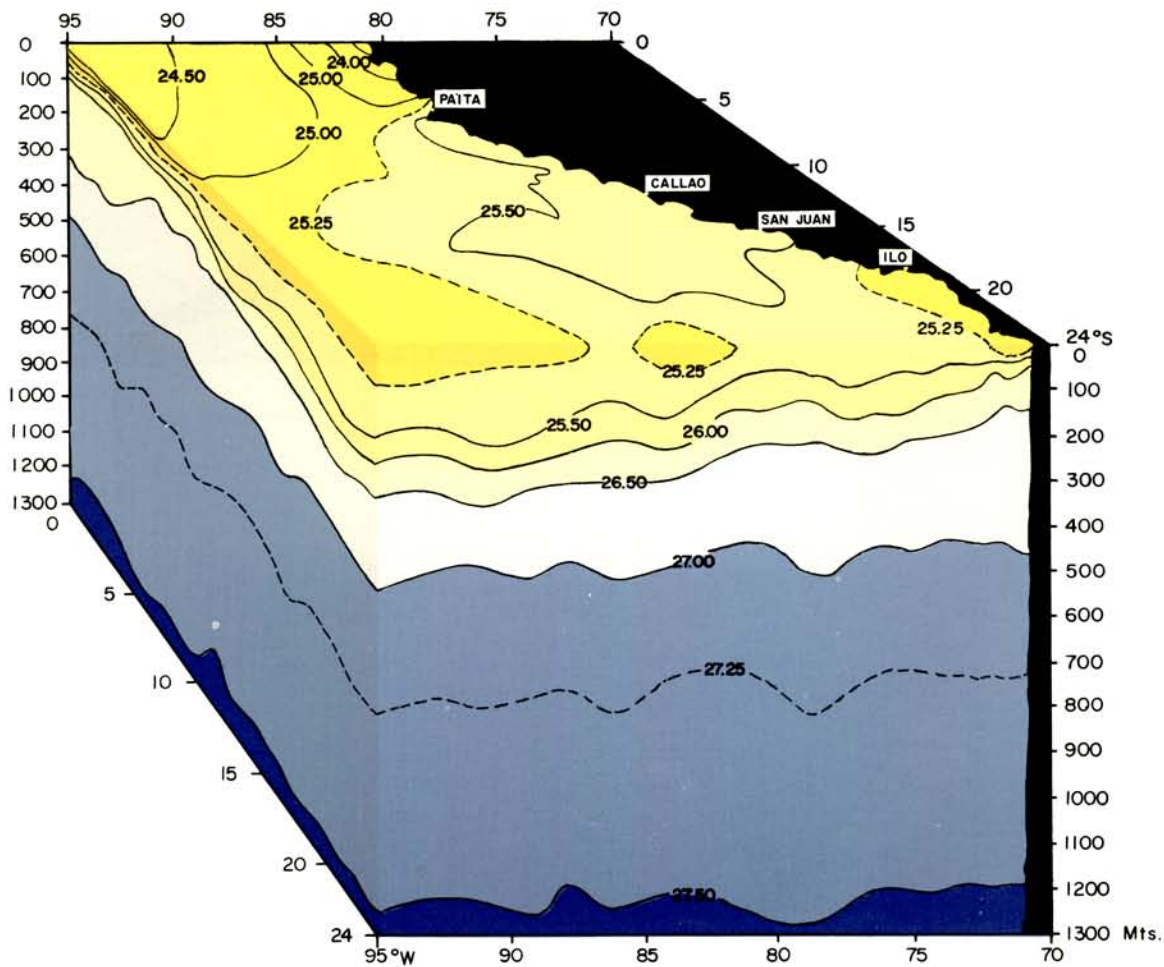
El hecho de que, para averiguar lo que ocurre en una región del océano, haya que estudiar cuidadosamente las zonas de encuentro de diversas masas de agua es normal en oceanografía, pues los frentes son lugares claves para el entendimiento de lo que ocurre en el mar. Como Henry Stommel lo ha sugerido, estudiar los océanos es semejante a la disección de una langosta: es más fácil hacerlo por las uniones.

La comparación entre los cambios estacionales de la temperatura de superficie, en un área mayor que la representada en las *figuras 4—27 y 4—28*, llevó a Bjerknes (1961) a la conclusión de que normalmente se establece una circulación, transportando agua cálida, que atraviesa el ecuador entre las islas Galápagos y la costa americana, comenzando en la primavera (del hemisferio sur).

El movimiento de estas aguas está favorecido por la desigualdad de temperaturas entre las aguas cálidas, un poco al norte del ecuador, y las frías aguas de la Corriente del Perú. La desigualdad de temperaturas va acompañada de diferencia de densidades. La tendencia normal, en el encuentro de agua relativamente densa con otra más ligera, está dirigida en el sentido de que la ligera fluya sobre la más densa.

La densidad del agua de mar, como se sabe, es muy poco superior a 1 gr/cm^3 . En la superficie, un valor de 1.023 es muy bajo, propio de lugares cálidos y 1.027 es un valor alto, propio de lugares fríos, dependiendo de la temperatura y de la salinidad. A mayores profundidades, la densidad aumenta ligeramente debido a la presión, ya que el agua es ligeramente compresible; dado que nos vamos a referir a la capa de agua dentro





del primer kilómetro, podemos no preocuparnos de la alteración producida en la densidad por la presión.

Si nos cuidamos solamente de la variación de la densidad del agua (generalmente representada por ρ) producida por la temperatura y salinidad, sin considerar el efecto de la presión, podemos manejar la magnitud ρ_t (rho sub t), la cual representa el valor de la densidad que tendría una muestra de agua ideal de la misma salinidad y temperatura que la muestra real, pero a la presión atmosférica. Ambos valores numéricos difieren, en la capa considerada en cantidades ínfimas. Los valores de rho sub t (ρ_t) mencionados antes, 1.023 y 1.027, seguirán siendo representativos, no de cantidades límite, sino de cantidades respectivamente baja y alta.

Para no manejar muchas cifras, es una práctica frecuente utilizar la magnitud sigma de t (σ_t) tal que $\sigma_t = 1,000 (\rho_t - 1)$ con lo que los mencionados valores de ρ_t se corresponden con 23 y 27 para σ_t . Las láminas 4—III y 4—IV, muestran la distribución de σ_t en los bloques A y B respectivamente. En adelante hablaremos de las variaciones de sigma de t como variaciones de densidad y consideraremos las distribuciones presentadas por estas láminas como distribuciones de la densidad.

Las isopicnas (curvas de igual densidad) siguen fielmente las variaciones de la temperatura. La mancha de densidad menor, dentro de la isopicna de 25.25 entre los 82° y 84° W en la arista superior delantera, se presenta como de los pocos lugares en que la salinidad se hace sensible (véase *lámina 3—III*). En ellas se señala la inclinación de isopicnas hacia arriba al acercarse a la costa, delatadora de corriente superficial hacia el norte, y la inclinación hacia abajo a mayores profundidades, indicadora de la Corriente Submarina del Perú. La tendencia general, en toda la cara frontal de la *lámina 4—III*, hacia arriba, habla del predominio de flujo hacia el norte. La curva de $\sigma_t = 27.00$ sin embargo, tiene un cambio notable en su tendencia ascendente de los 78° W a los 80° W aproximadamente, coincidiendo con el núcleo de mayor velocidad en la Contracorriente del Perú. (Véase *lámina 3—II*).

Generalmente las corrientes se delatan en el hemisferio sur, por una elevación de las isopicnas hacia la derecha de un observador que mire en el sentido de la corriente. La cara lateral proporciona también ejemplos de aplicación de esta norma, siendo notable el cambio de inclinación de la curva de 26.50 (y, si estuvieran dibujadas, de los valores comprendidos entre 26.00 y 26.50) hacia los 5°S, por donde penetra la Contracorriente Sudecuatorial de Reid (*lámina 3—II*). En el ecuador y su inmediato vecindario, la anulación, o casi anulación de la fuerza de Coriolis impide aplicar el mismo criterio orientador de corrientes.

La distribución de densidad pone de manifiesto, además, el contraste presentado en el Frente Ecuatorial y, en general, aguas

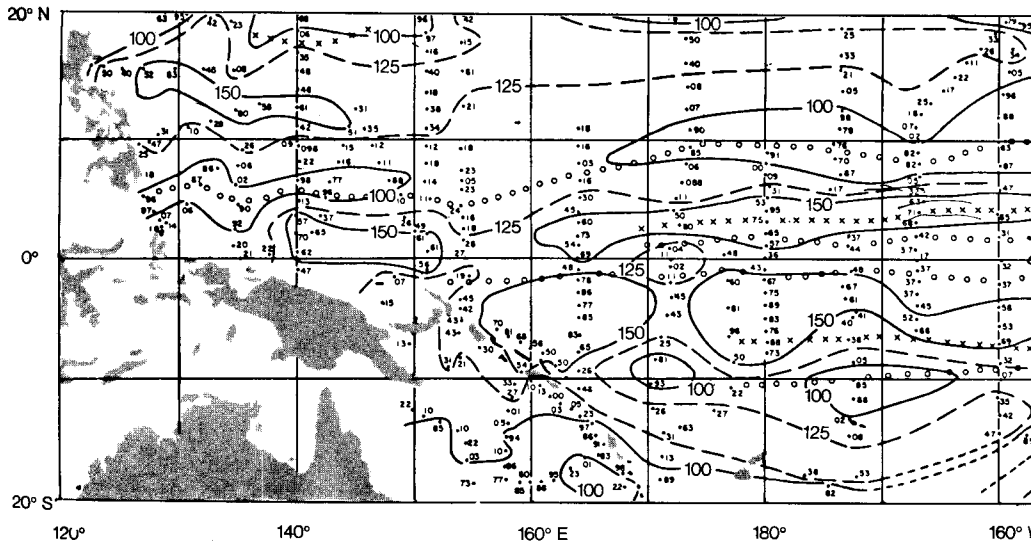
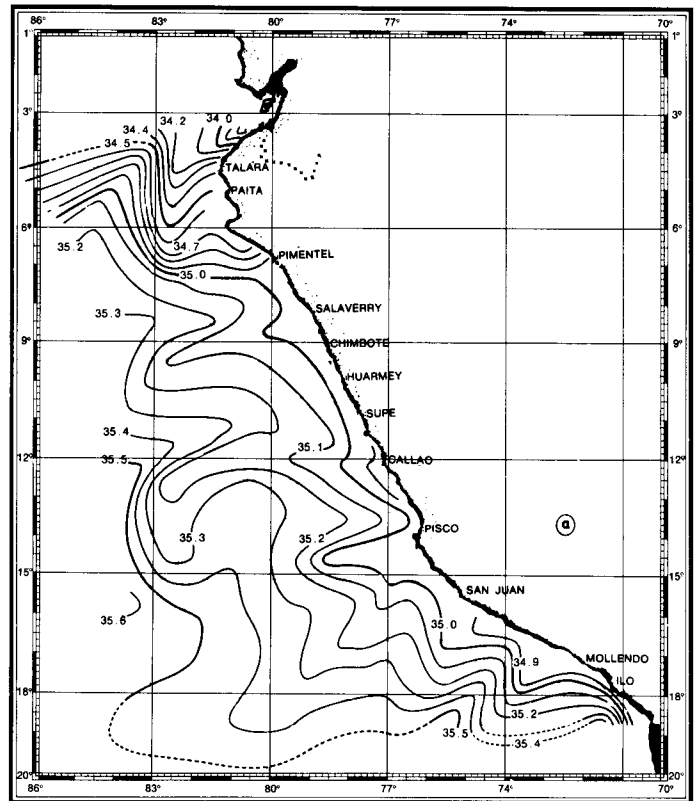


Fig. 4-29. Profundidad a la que se encuentra la superficie de $\sigma_t = 400$ cl/ton. Tsuchiya (1968).

Fig. 4-30. Salinidad promedio (en ‰) de la superficie del mar, en verano. (enero, febrero y marzo). Zuta y Guillén (1970).



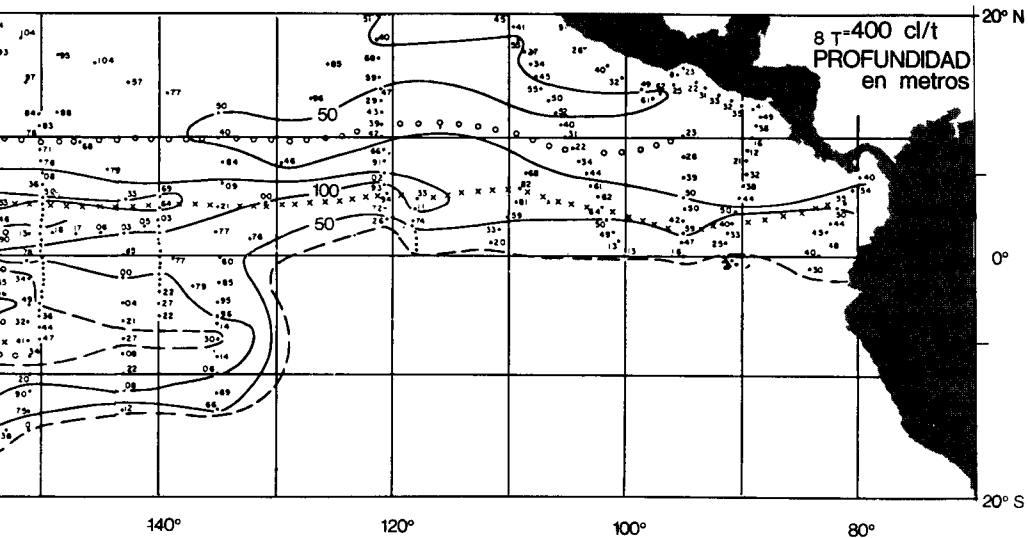
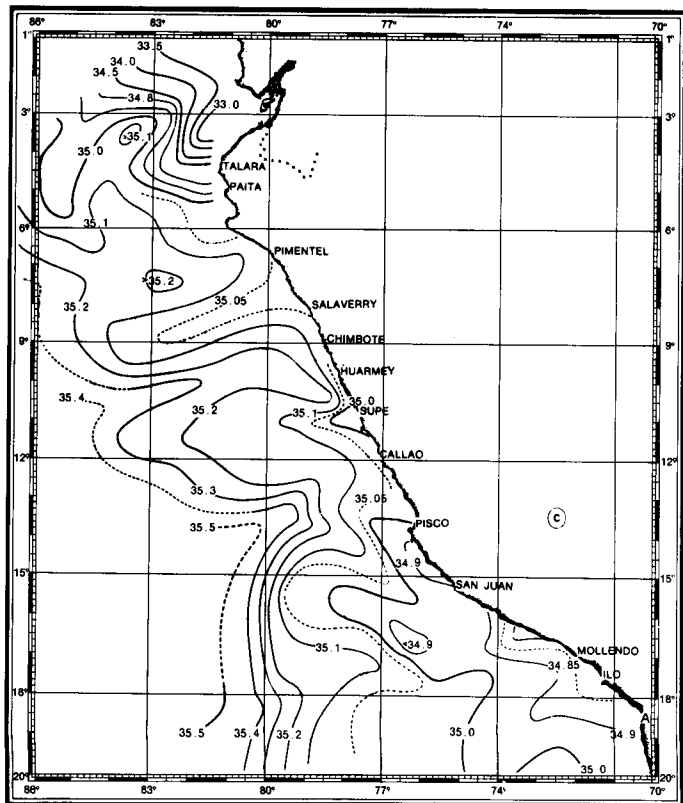


Fig. 4-31. Salinidad promedio (en ‰) de la superficie del mar, en invierno (julio, agosto y setiembre). Zuta y Guillén (1970).



de menor densidad al norte de la región. En condiciones de equilibrio hidrostático, esta agua ligera debiera tender a desbordarse sobre el agua más fría de la Corriente del Perú. Este movimiento encuentra una oposición en la acción de los vientos alisios que actúan sobre la capa superficial empujándola hacia el norte y el oeste.

Una situación semejante se encuentra comparando las aguas acuatoriales de las partes oriental y occidental del Océano Pacífico. La parte occidental tiene aguas más cálidas y, por tanto, más ligeras (en consecuencia, las aguas de una determinada densidad estarán más profundas en la parte occidental, donde a nivel superior hay agua aún más ligera).

La figura 4—29 presenta la profundidad de la superficie de $\sigma_t = 400$ cl/ton (aproximadamente es la superficie de $\sigma_t = 23.9$, por tanto, de densidad sensiblemente constante). La parte que comprende la Corriente del Perú y área adyacente no muestra los valores de la profundidad porque la densidad en superficie es mayor de 23.9. La línea de trazos que limita esa área es la intersección de la superficie de densidad 23.9 con la superficie del mar. En la parte sin profundidades en el extremo occidental de la figura, sin embargo, las líneas no se han continuado por otro motivo.

Se puede observar de la *figura 4—29* una tendencia a una disminución de la densidad hacia el occidente. Vimos además (*figura 4—23*) que el nivel del mar es también más elevado en esa región. Existe, pues, una tendencia a un flujo, guiado por la gravedad, del occidente hacia el oriente en lugares donde la fuerza desviadora de Coriolis tiene valores mínimos.

La fuerza que mantiene el desnivel e impide el desbordamiento del agua ligera del oeste sobre la mayor densidad del este es, nuevamente, la acción tangencial de los vientos alisios sobre la superficie del mar.

La variación estacional de la salinidad se presenta en las *figuras 4—30* y *4—31*. En ellas, además del Agua Subtropical Superficial de alta salinidad, se aprecia agua de salinidad más baja junto a la costa. En la distribución correspondiente al verano, con el sistema de vientos menos intenso, la penetración de agua de baja salinidad procedente del norte llega más hacia el sur (*figura 4—30*). En el invierno (*figura 4—31*) el más intenso régimen de vientos alisios repercute en mayor afloramiento de agua de procedencia subantártica de baja salinidad al sur de los 15°S, lo que justifica un área más extensa con agua superficial de salinidad menor de 35‰.

8. AÑOS CON PRESENCIA DE "EL NIÑO"

El mecanismo que da lugar a un fenómeno de calentamiento anormal y demás peculiaridades de un "El Niño", aunque esbo-

zado ya y motivo de un tratamiento adicional, no es perfectamente conocido, como se dijo. Hay una serie de factores que generalmente se presentan previamente a la aparición del fenómeno "El Niño". Sin embargo, no todos se presentan siempre con la misma intensidad; esto hace sospechar que la evolución, que termina en un El Niño, necesite dividirse en diferentes clases de acuerdo con una o varias características dominantes en su formación.

La alta temperatura de las aguas que aparecen frente a la costa del Perú en esas oportunidades puede tener origen, además del calentamiento local y cese de afloramiento, por penetración de agua cálida salada procedente del oeste o por penetración de agua cálida poco salina procedente del norte. El típico fenómeno El Niño corresponde a este último caso.

En bastantes ocasiones previas a dicho fenómeno se ha observado un notable contraste de temperaturas en el Frente Ecuatorial, con una temperatura de agua de la Corriente del Perú inferior al valor medio y un volumen de aguas cálidas al norte del Frente mayor de lo habitual. Esta circunstancia prepara una circulación termohalina tendiente a equilibrar densidades en superficie.

Según Bjercknes (1961) "*la estación óptima para el mecanismo termohalino en el ecuador es evidentemente el invierno y la primavera del hemisferio sur, cuando la Corriente del Perú está más fría*". La ruptura del Frente Ecuatorial parece hacerse frecuentemente cruzando el ecuador hacia los 87°W y luego dirigiendo el flujo de origen termohalino hacia la costa peruana. Ese flujo de agua cálida y poco salina dirigiéndose hacia la costa fue muy bien captado en el perfil, representado por las *figuras 4—32 (a, b, c y d)* del crucero *Unanue 6411* realizado en la primavera de 1964 previa a El Niño de 1965.

En la etapa preparatoria, para la formación de una mayor reserva de agua cálida al norte del Frente Ecuatorial, juega un papel importante la distribución de la densidad superficial en la vecindad del ecuador (*figura 4—29*) y la acción de los alisios del hemisferio norte. El esfuerzo tangencial de estos vientos hace que, a lo largo del ecuador, se forme una inclinación de la superficie del mar con el nivel más elevado en el oeste y de la termoclina con nivel más elevado en el este (*figura 4—33*), siendo el desnivel correspondiente a la termoclina más de cien veces superior al escaso desnivel de la superficie del mar, que entre ambos extremos del Pacífico alcanzaba a setenta centímetros.

El dibujo de la parte superior izquierda presenta la situación con actividad normal de los vientos alisios (flecha sobre la superficie del mar) y dos flujos en el sentido zonal (paralelo al ecuador); uno es la parte inmediata a la superficie correspondiente a la Corriente Sudecuatorial, dirigida por el viento, en

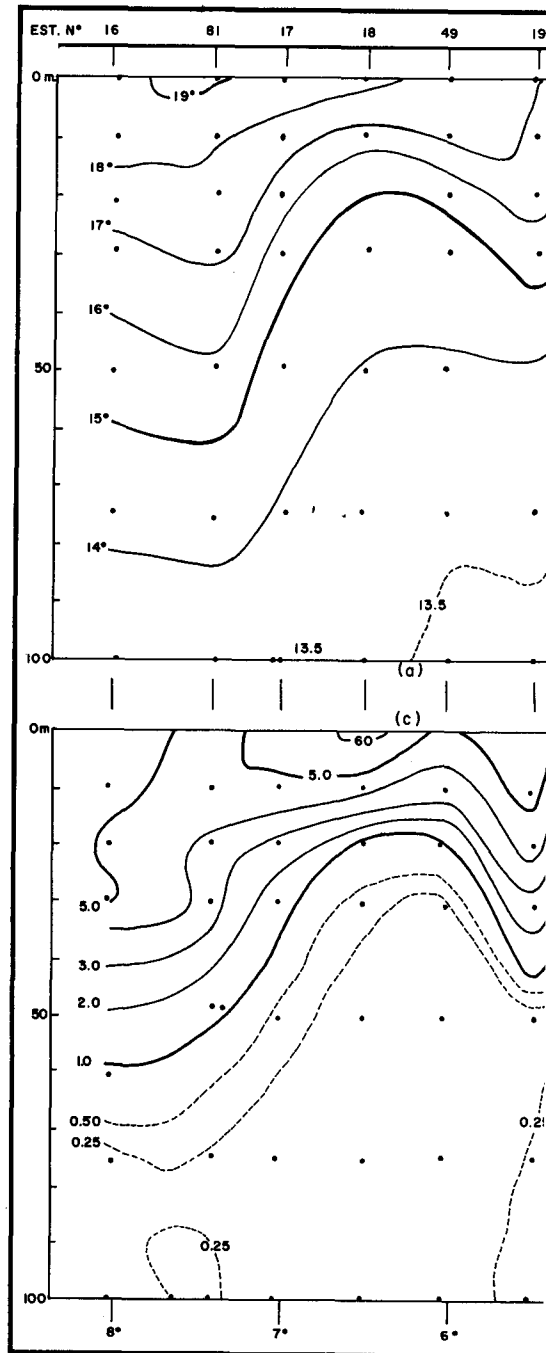
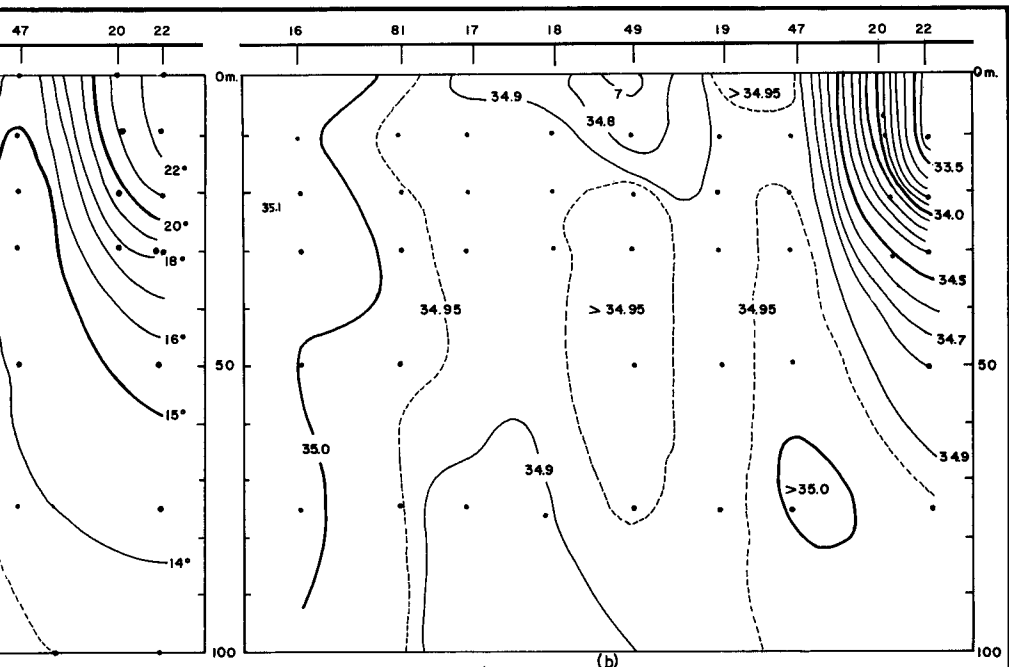
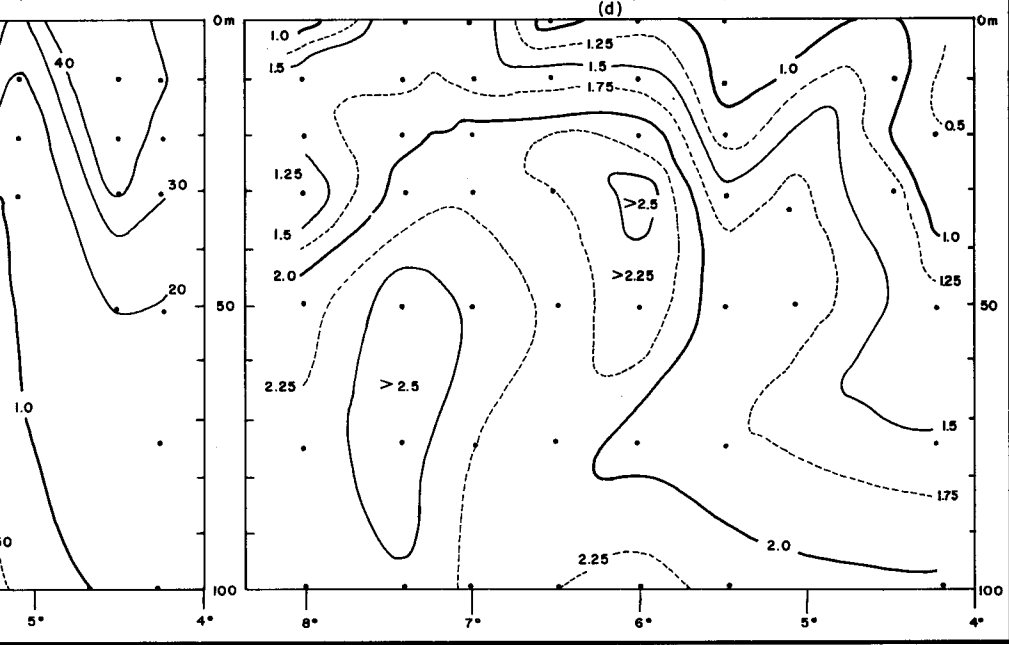


Fig. 4-32. Sección vertical de temperatura (a), salinidad (b), oxígeno (c) y fósforo (d), a lo largo de aproximadamente 81° y entre los 4-8°C, con datos del crucero *Unanue* 6411, 14/25 noviembre 1964. Zuta y Guillén (1970).



(b)

(d)



su porción más al norte, y otro está justo inmediato a la termoclina representando a la Corriente Submarina Ecuatorial (Cromwell).

En la parte superior izquierda aparece la situación con debilitamiento total de los vientos alisios representando un caso extremo para resaltar más la diferencia. En ese caso, en la capa superficial aparecería un flujo producido por fuerzas de la gravedad dirigido hacia el este, mientras la superficie mantenga esa inclinación. Esto representaría una aparición en superficie de la Corriente Submarina, lo que sucede temporalmente cuando la acción del viento se hace excesivamente débil y no es suficiente para equilibrar la componente de la gravedad (Bjerknes, 1966).

Al mismo tiempo que disminuye la inclinación de la superficie, lo hace la inclinación de la termoclina, con una profundización de la misma y aumento del volumen de agua cálida. Un debilitamiento de los vientos alisios, más al norte, debe favorecer un mayor caudal de la Contracorriente Ecuatorial, llevando aguas más cálidas al Océano Pacífico Oriental tropical.

La figura superior derecha presenta un corte transversal del ecuador en una época de acción normal de los vientos alisios. El flujo Ekman dirigido hacia la derecha de la dirección del viento en el hemisferio norte y hacia la izquierda en el sur, es divergente en la capa superficial, produciendo afloramiento sensible en algunos lugares a lo largo del ecuador. Como en la dirección zonal, también aquí hay un flujo geostrófico opuesto (se puede aplicar a la inclinación de la termoclina lo que se dijo para la inclinación de isopícnas relacionadas con las corrientes geostróficas convergentes).

La interrupción de los vientos alisios tiene el efecto señalado en el dibujo inferior derecho con la consiguiente interrupción

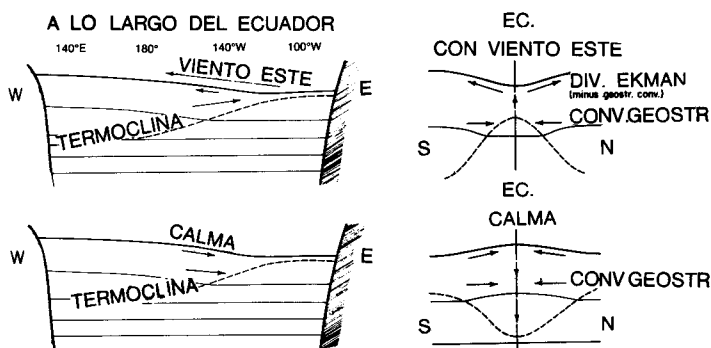
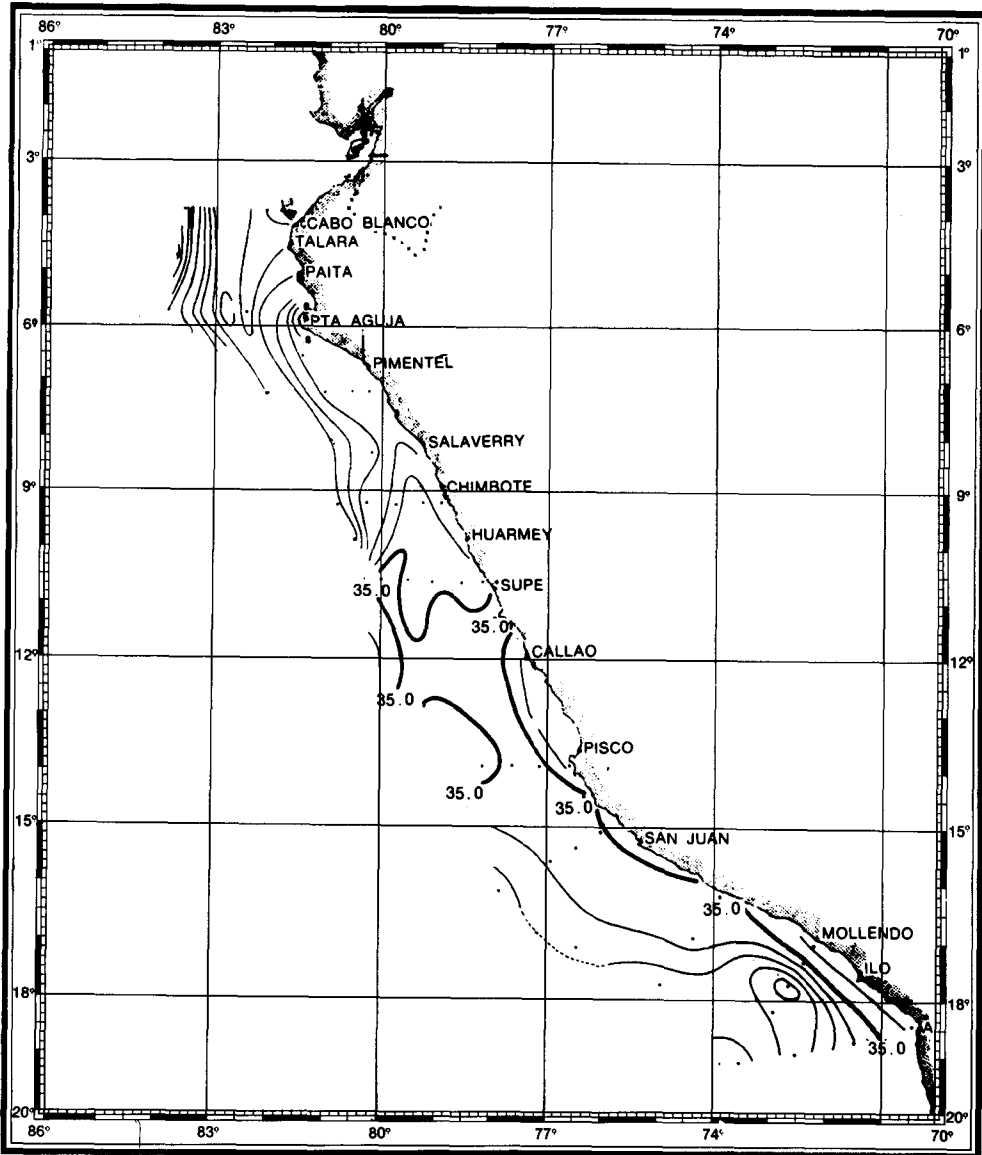


Fig. 4-33. Distribuciones esquemáticas del flujo ecuatorial, con esfuerzo tangencial del viento dirigido hacia el oeste y sin acción del viento. Bjerknes (1966).

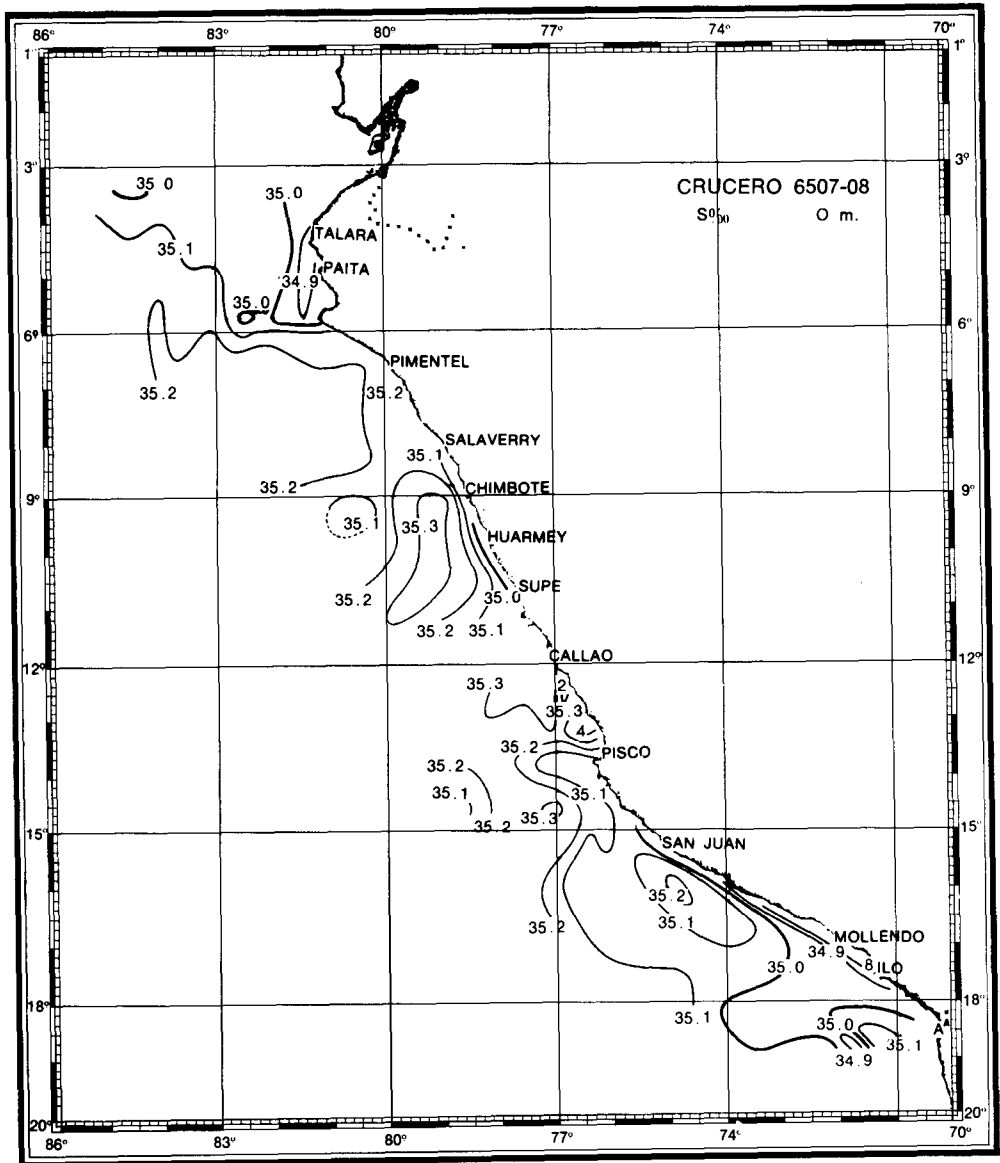
EL MAR PERUANO Y LOS FENOMENOS METEOROLOGICOS

Fig. 4-34. Salinidad en superficie (en ‰) durante el crucero *Unanue* 6504. Guillén y Flores (1965).



HISTORIA MARITIMA DEL PERU

Fig. 4-35 Salinidad en superficie (en ‰) durante el crucero *Unanue* 6507-08. Flores, Guillén, Villanueva (1966).



EL MAR PERUANO Y LOS FENOMENOS METEOROLOGICOS

del flujo Ekman y el establecimiento geostrófico también en la superficie, mientras existe la inclinación zonal de la termoclina y, por la convergencia que produce, contribuyendo de modo muy importante a la profundización de la termoclina. La inversión en el movimiento vertical del agua en el ecuador es motivo de desaparición de manchas o de zonas de agua fría en el ecuador (figura 3—10 por ejemplo).

Es justamente en los lugares en los que existe afloramiento en condiciones normales, donde se producen los efectos de aumento de temperatura del modo más repentino y espectacular, según hace notar Bjerknes (1966), en el caso de un debilitamiento de los vientos alisios. Las áreas afectadas son, pues, las costas de Perú y Chile, así como la citada sobre el ecuador geográfico que se extiende hacia el oeste hasta los 180° de longitud (meridiano de cambio de fecha).

La mayor diferencia entre un año de El Niño y un año normal o frío se presenta en la época correspondiente al otoño del he-

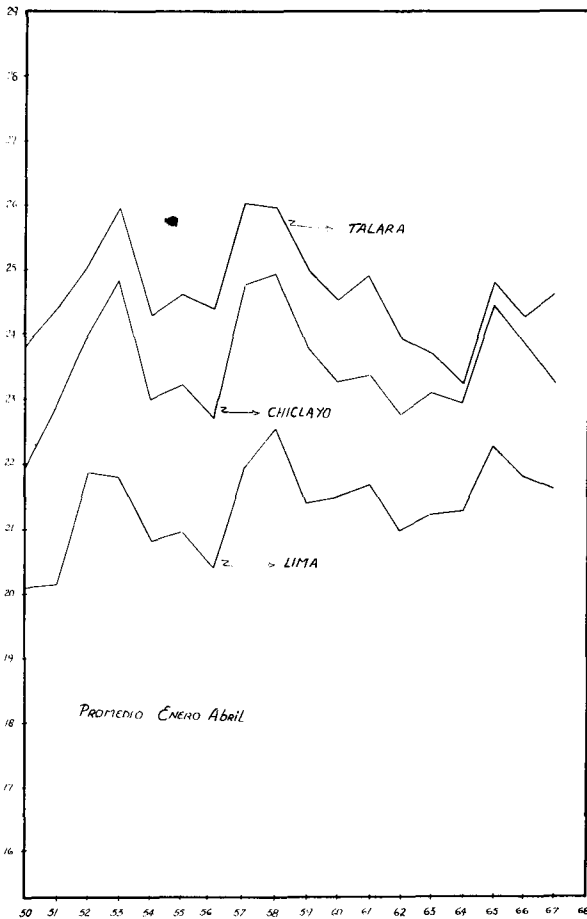


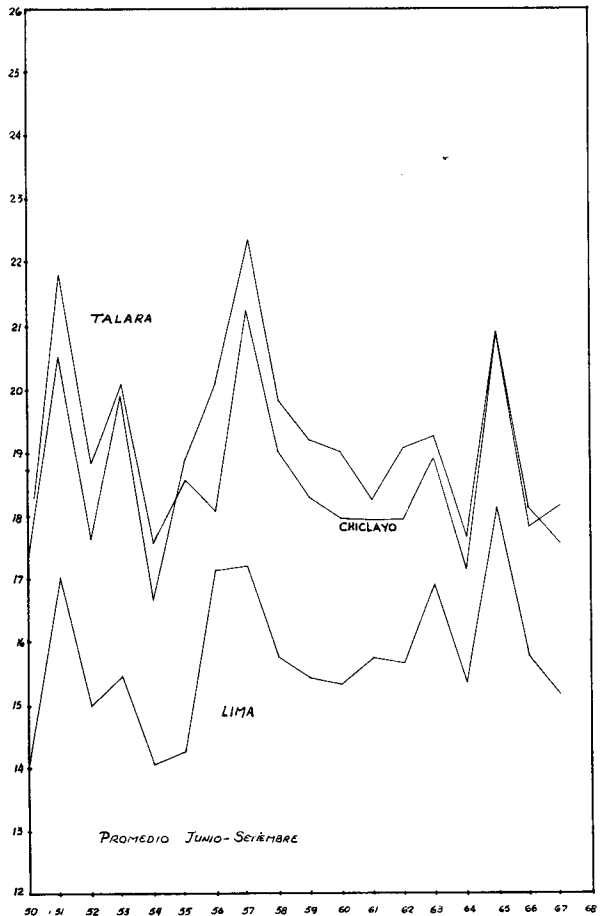
Fig. 4-36a. Oscilación de la temperatura de verano (enero-abril) del aire en diversos aeropuertos.

misferio sur. El crucero *Unanue 6504*, correspondiente a esa estación muestra características típicas del fenómeno, que no se presentan en años fríos, ni en otras estaciones de ese mismo año y que están relacionadas con el Frente Ecuatorial. Sin considerar la temperatura, especialmente elevada, del agua, en esa oportunidad, resulta característica la distribución de salinidad en la superficie.

Sería imaginable que, como consecuencia de la debilitación de los vientos alisios y de la interrupción del flujo Ekman y el afloramiento ligado con ellos, se produjera una invasión de aguas cálidas del oeste hacia la costa. En ese caso se observaría mayor salinidad en la capa superficial inmediata a la costa peruana. Sin embargo, lo típico del fenómeno El Niño está relacionado con la ruptura del Frente Ecuatorial y, en consecuencia, con salinidades bajas.

Esto es, justamente, lo que se ve en la distribución superficial de salinidad en el crucero *Unanue 6504* (figura 4—34), donde las bajas salinidades se presentan en una proporción que no tiene comparación con las del Crucero de invierno *Unanue*

Fig. 4-36b. Oscilación de la temperatura de invierno (junio-setiembre) del aire en diversos aeropuertos.



6507—08 (*figura 4—35*), cuando ya se estaban notando efectos de regreso a la normalidad.

Los contrastes de temperatura del aire entre un año de El Niño y un año normal se señalan de modo más espectacular, todavía más tarde, en el invierno. En efecto, las *figuras 4—36a* y *4—36b* presentan la temperatura media del aire respectivamente del cuatrimestre más cálido (enero-abril) y del cuatrimestre más frío (junio-setiembre) durante una serie de años, tomada en los aeropuertos de diversos lugares, según datos proporcionados por la Corpac.

Como puede verse, las oscilaciones son más marcadas en el invierno como indicando un retraso en el mecanismo de calentamiento. Según esto, la secuencia sería debilitación de los vientos alisios seguida de una serie de procesos en los que intervienen la atmósfera y el océano; para después de calentarse el agua, calentarse el aire por encima de los valores ordinarios. Este retraso es normal debido al efecto de almacenamiento de calor que ejerce el océano.

El proceso total, sin embargo, no termina ahí, porque una vez que el mar tiene temperaturas por encima de lo normal, se origina una intensificación de la circulación atmosférica en el sentido vertical, de acuerdo con la descripción dada en el capítulo primero (*figura 1—12*). En efecto, la ascensión vertical del aire se favorece con la dilatación producida por alta temperatura en la superficie; al aumentar la reserva calorífica en la parte oriental ecuatorial se debe intensificar el movimiento vertical que toma su energía de esta parte oriental a ritmo superior al normal (Bjerknes, 1966 b). Este efecto ha sido observado en el Océano Pacífico, en el hemisferio norte.

De acuerdo con esto, en la época pre-El Niño se observa debilitamiento del sistema de los vientos alisios al que sigue, como consecuencia, una acumulación de aguas cálidas en el Pacífico Oriental tropical, de lo cual se deriva una intensificación del sistema de vientos por encima de lo normal, ocurriendo que los vientos alisios del hemisferio norte se intensifican en la época de máximo calentamiento en el hemisferio sur.

El aumento de la circulación atmosférica del hemisferio norte se puede apreciar a partir de la distribución de la presión atmosférica al nivel del mar en dicho hemisferio, en inviernos del hemisferio norte consecutivos, relacionados con un fenómeno El Niño (promedio de la presión en el período diciembre, enero y febrero), según se presenta en la *figura 4—37*.

Resulta, como consecuencia de todo el periodo pre-El Niño, el Niño y post-El Niño, que en las etapas finales de la perturbación atmosférica anómala, ocurren unos fenómenos que afectan al hemisferio norte y deben justificar que las naciones, tanto de uno como de otro hemisferio, colaboren para buscar una mayor comprensión de todo el fenómeno.

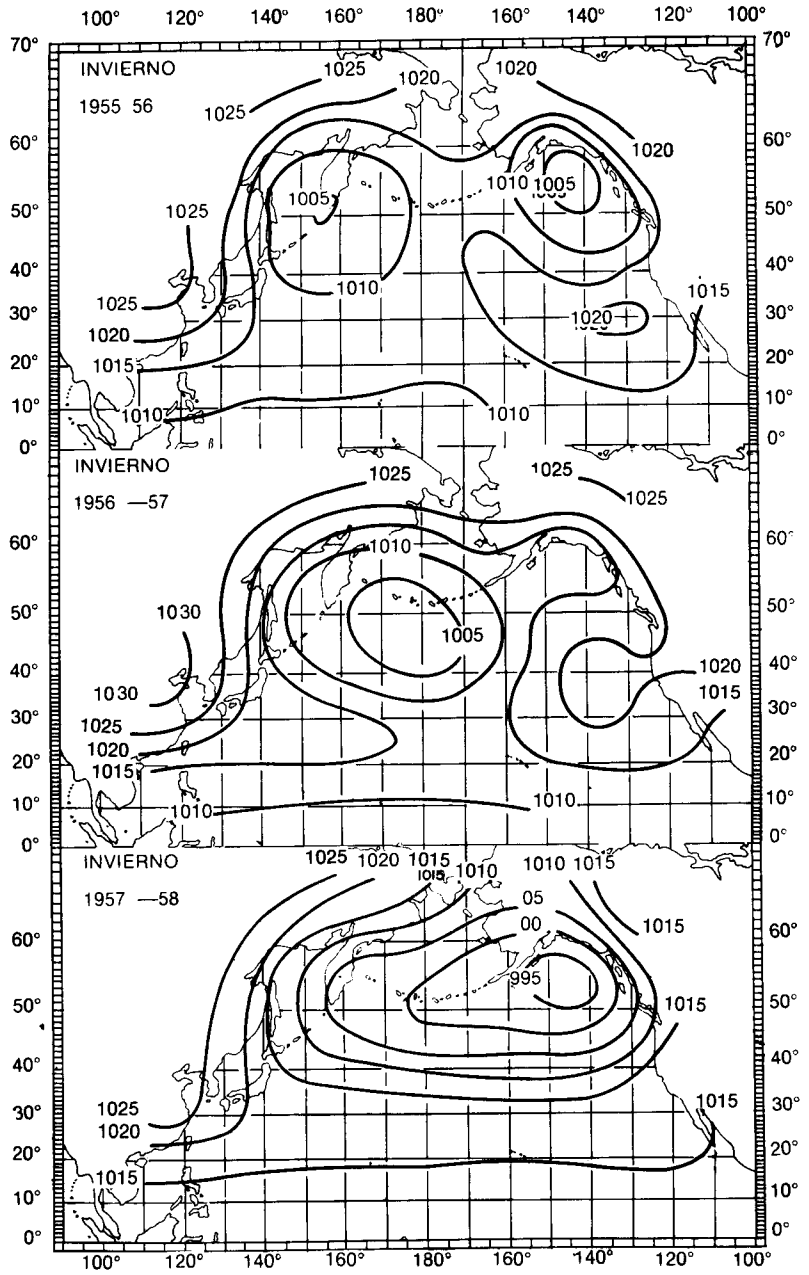


Fig. 4-37. Distribución de la presión (en milibares) del Pacífico norte en los trimestres invernales de 1955-56, 1956-57, 1957-58. Bjerknes (1966).

Capítulo V

LOS MOVIMIENTOS VERTICALES Y SU INFLUENCIA BIOLOGICA EN EL MAR PERUANO

Los movimientos verticales que ocurren en el mar, como tales movimientos, es decir, por el valor de su velocidad, son de muy poca importancia. Lo cual, recordando la desproporción que existe entre las longitudes horizontales, por ejemplo del área abarcada por la expedición *Step—I* representada en las láminas con el *bloque A*, y el espesor del océano vinculado con esas dimensiones horizontales, no resulta extraño.

La superficie del *bloque A* tiene un área de unos 5 millones de km². Consideremos la rebanada superficial por donde corren las corrientes superficiales, por ejemplo, los primeros 500 metros. Imaginemos que el fondo de esa rebanada fuera atravesado por agua cuya velocidad media de ascensión fuera 2 centímetros por segundo. El caudal neto que debiera escapar entre las dos caras horizontales sería de cien mil millones de metros cúbicos por segundo.

Los valores de los caudales manejados para las corrientes superficiales no son del orden de cientos de miles de millones sino de decenas de millones de metros cúbicos por segundo, por lo que parece que las velocidades verticales no andarán lejos de ser del orden de la diez milésima parte de dos centímetros por segundo. El error que se introduce al considerar como si todo el flujo fuera ascendente en el área horizontal, debiera ser del mismo orden que el introducido al considerar saliente a todo el flujo que atraviesa las caras verticales de la rebanada. Por otra parte, los valores hallados son, de hecho, del orden de 2×10^{-4} cm/s.

No son, pues, razones exclusivamente dinámicas las que nos hacen interesarnos por los movimientos verticales; lo que nos importa no es todo tipo de ascensión de agua, sino solamente aquella que llega a las capas superficiales adonde, por la acción de la luz solar, puede contribuir a acarrear los materiales necesarios para una mayor producción de materia orgánica.

1. RELACION ENTRE AFLORAMIENTO Y PRODUCTIVIDAD DE LA VIDA MARINA

No es fácil precisar una correlación numérica entre el afloramiento y la productividad en un área marina determinada; por otra parte, no es el afloramiento el único proceso que puede llevar a la capa de agua iluminada por el sol los nutrientes necesarios para la actividad del primer eslabón en el ciclo de la vida en el mar; otros mecanismos, como el proceso turbulento

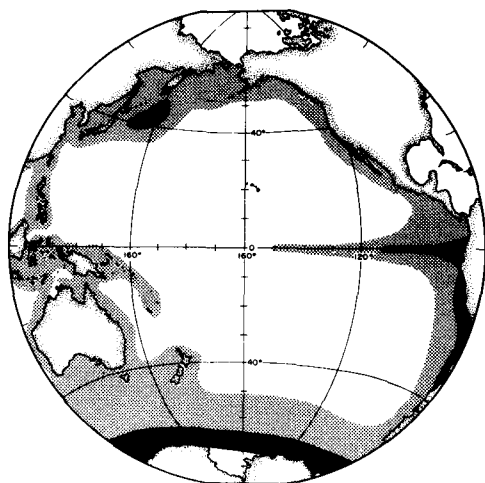


Fig. 5-1. Productividad de las aguas superficiales, estimada a partir de observaciones de organismos planctónicos vivos, según Sverdrup (1955).

de mezcla, que no es propiamente afloramiento, deben ser considerados incluso, en el caso peruano.

Junto con esa cierta indeterminación en los valores cuantitativos, no existe duda acerca de la influencia del afloramiento para aumentar la productividad de una región marina. En principio, se entiende que los vegetales, requiriendo nitratos y fosfatos para su desenvolvimiento, deben consumir esas sales nutrientes de la capa superficial, donde se harán relativamente escasas, si no hay un proceso de renovación. El afloramiento lleva a la capa superficial aguas más ricas en las sales minerales consumidas en la capa superficial y, por tanto, es una ayuda para que la fotosíntesis pueda continuar.

La *figura 5—1* presenta una distribución de áreas en las que la productividad de la vida marina se debe esperar sea alta o muy alta, lo que se señala en la figura según la intensidad del sombreado. Esta productividad fue estimada por Sverdrup a partir de observaciones de organismos planctónicos vivos. (Sverdrup 1955). Las condiciones favorables coinciden con las áreas donde ocurren afloramientos o procesos de mezcla notables que llevan los nutrientes a la capa iluminada por el sol (eufótica).

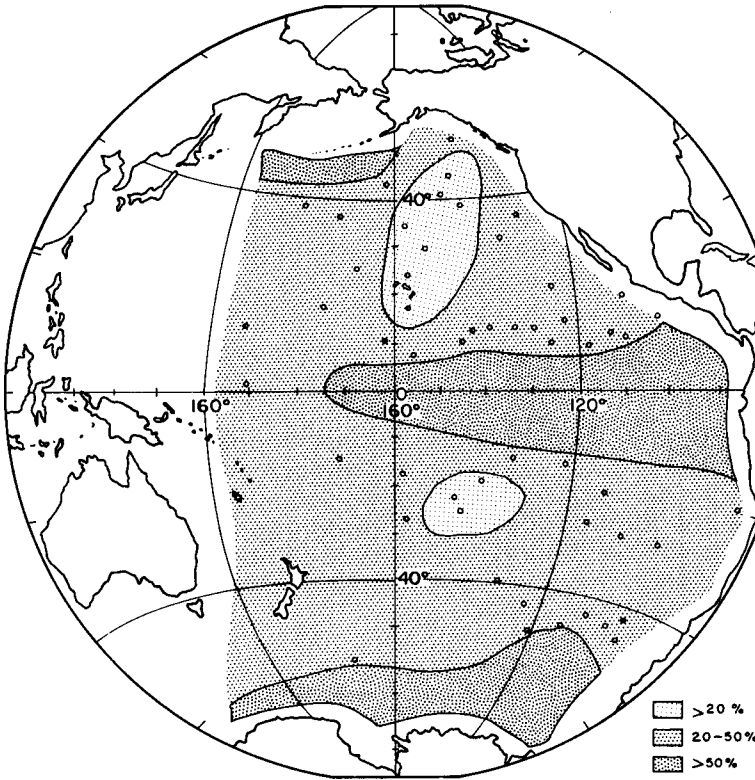
Es notable, en el Océano Pacífico, la vinculación del área de afloramiento frente a la costa peruana con el afloramiento presente justamente a lo largo del ecuador geográfico. El área de afloramiento peruano tiene una longitud media de unas 850 millas y una anchura de unas 30 millas, lo que totaliza un área de unas 25,250 millas cuadradas, (Zuta y Guillén, 1970), es decir, mucho menos de uno por mil de la superficie marina.

LOS MOVIMIENTOS VERTICALES Y SU INFLUENCIA BIOLOGICA

También la composición de los sedimentos da una indicación, concorde en líneas generales con la anterior, acerca de la productividad en el Océano Pacífico. Esto lo muestra la *figura 5—2*, donde se presenta la distribución de la concentración de sílice opalino en la parte superficial del sedimento del Fondo marino, como indicador de la productividad orgánica actual. Esta sílice opalina proviene principalmente de las diatomeas y, en menor proporción, de ciertos radiolarios.

La importancia numérica de las diatomeas en el conjunto del fitoplancton con su asombrosa capacidad de reproducirse, como se indicaba en el primer capítulo, hace que los compuestos de silicio asimilables por ellas deban considerarse entre las sales minerales que ejercen influencia decisiva en la producción del fitoplancton, junto con los compuestos del fósforo y del nitrógeno. Por esto, más adelante, veremos cómo están distribuidos los silicatos en el mar.

Fig. 5-2. Distribución de la productividad en el Océano Pacífico, estimada por medio de la concentración de sílice opalina en la parte superficial del fondo marino. (Bonatti y Arrhenius, 1965).



Si el afloramiento ejerce un influjo decisivo en la productividad marina, la comprensión de este fenómeno es muy deseable, a pesar de su gran dificultad debida a las diversas circunstancias que intervienen en él. La humanidad va, cada vez más, recurriendo al mar como fuente de alimentación y, también cada vez más, como lugar adonde se puede enviar desechos.

Citando a Holt (1969): "*En el siglo que va de 1850 a 1950 la pesca mundial se ha multiplicado por diez — una tasa de crecimiento media de aproximadamente el 25% por cada década—.*

En la siguiente década casi se duplicó y este rápido crecimiento continúa. El pescado es uno de los pocos alimentos principales que presentan una producción global que sigue excediendo la tasa de crecimiento de la población humana". La revista *Time* (20 julio 1970) prevé que en la próxima década la producción alimenticia del mar se cuadruplica.

La expansión en el caso del Perú ha sido mucho más rápida, como se sabe, y aquí la relación de pesquería con afloramiento es estrecha y patente. La relación que tenga el afloramiento con la creciente utilización del mar como lugar de desechos deberá ser estudiada, especialmente teniendo en cuenta que existen desechos radioactivos y otros tipos de desechos que pueden producir inconvenientes en los lugares de afloramiento. Esto que no representa un peligro inmediato para el Perú debe contemplarse, y ya se está haciendo, mucho antes de que exista necesidad urgente.

Vamos primeramente a conseguir una visión de conjunto de la distribución de algunas sales minerales necesarias para el crecimiento del fitoplancton, antes de pasar a estudiar con más detalle las aguas de afloramiento, su procedencia y cómo se sitúan debajo del área de afloramiento.

2. DISTRIBUCION DE ALGUNAS SALES MINERALES DE IMPORTANCIA PARA LA PRODUCTIVIDAD

En las láminas de distribución de temperatura, densidad y oxígeno de un modo más patente y, con menor evidencia, también en las láminas de distribución de salinidad, se han podido apreciar los efectos del afloramiento. Asimismo, se pueden encontrar en la superficie del mar junto a la costa peruana concentraciones de sales nutrientes que son más típicas de aguas subsuperficiales que superficiales.

Resulta extremadamente útil poder comparar el número de átomos existentes en el agua de mar pertenecientes a diversos tipos de sales nutrientes. Sería conveniente poder comparar, por ejemplo, la cantidad de nitrógeno en forma de nitrato, con la cantidad de nitrógeno en forma de nitrito. También sería de-

seable saber si hay más o menos concentración de ion fosfato que de ion nitrato o nitrito.

Un paso en ese sentido sería conocer el peso de nitrato y compararlo con el peso de nitrito disuelto en el agua de mar. Sin embargo, la comparación resulta influenciada por el hecho de que el radical nitrato es más pesado que el nitrito: si hubiera el mismo número de iones se encontraría mayor peso de ion nitrato que de nitrito. En el caso de que también hubiera igual número de iones fosfato, el peso de éste sería el doble aproximadamente del peso de nitrito.

Este inconveniente se elimina si, en cada caso, se divide el peso obtenido por el peso molecular del radical, es decir, si al peso de NO_3^- lo dividimos por su peso molecular. Así obtenemos una cifra que expresa el número de radicales NO_3^- y, por tanto, el número de átomos de nitrógeno en forma de NO_3^- . La misma cifra se obtiene, evidentemente, al dividir el peso del nitrógeno integrante del NO_3^- disuelto en el agua por el peso atómico del nitrógeno; se trataría del mismo índice representativo del número de partículas, en este caso del número de átomos.

El valor resultante de dividir el peso de un elemento contenido en un cierto volumen, entre su peso atómico es el número de átomo-gramos de ese elemento contenidos en dicho volumen. El número de átomo-gramos expresa bien el número de átomos, ya que un átomo-gramo de un elemento está formado por un número definido de átomos (número de Avogadro: aproximadamente 6×10^{23} átomos). Como en un litro de agua existe una pequeña fracción de un átomo-gramo de los elementos típicos de las sales nutrientes, la unidad más frecuente es la millonésima parte del átomo-gramo expresándose la concentración en microgramo-átomos del elemento por litro de agua de mar.

Una concentración normal del fósforo en forma de fosfato disuelto en la superficie del agua es 0.2 microgramos-átomo por litro ($0.2/\mu\text{g-átomo/L}$, para lugares de latitudes medias según Smith (1968). Este valor aumenta con la profundidad ya que es en superficie donde se consume por el fitoplancton, el cual lo concentra multiplicando su concentración por un factor de 10^7 a 10^8 veces según Armstrong (1965), y regresa al mar probablemente lejos de donde se utilizó, al morir y descomponerse las plantas, o los animales que las consumieron.

A mayores profundidades, la concentración tiene valores unas diez veces mayores, unos $2/\mu\text{g-átomos/L}$. Generalmente existe un nivel de máxima concentración hacia los mil metros de profundidad, donde se alcanzan valores de unos $3/\mu\text{g-átomo/L}$. De todos los océanos, el Pacífico, especialmente en el norte, presenta mayores concentraciones de fosfato. Una visión de la distribución relativa del fosfato en sentido horizontal se puede adquirir por medio de la *figura 5-3*, aunque no se trata de una su-

HISTORIA MARITIMA DEL PERU

Fig. 5-3. Concentración de fosfato (μg -átomo por litro) en la superficie de $\sigma_t = 125$ cl/ton. Al sur de la línea de trazos próxima a los 50°S (intersección de la superficie ($\sigma_t = 125$ cl/ton. con la superficie del mar) la cantidad representada es la correspondiente a la superficie marina. (Reid, 1965).



perficie horizontal, sino de la superficie de $\sigma_t = 125$ cl/ton (equivalente a $\sigma_t = 26.8$).

La representación de una característica a lo largo de una superficie de densidad constante tiene la ventaja de que indica direcciones de menor resistencia para los procesos de mezcla. En el caso de la *figura 5-3*, la profundidad de la superficie varía entre valores nulos y otros que superan los ochocientos metros, como puede observarse en la *figura 2-16*. De todas formas se obtiene una idea de los valores de fosfato disuelto en un nivel que, para bastantes áreas, presenta valores próximos a los del máximo.

La *figura* presenta altos valores de fosfato que parecen ser transportados hacia el oeste por las corrientes Norecuatorial y Sudecuatorial. La parte con valores de fosfato en exceso de $3 \mu\text{g}$ -átomo/L en el hemisferio norte se encuentra debajo de una termoclina permanente extremadamente intensa, mientras que en la región costera peruana la termoclina presenta una diferencia de temperaturas reducida entre la parte superior y la inferior de la termoclina.

La diversa intensidad de la termoclina hace también diversamente asequibles los nutrientes para la parte superficial del agua bañada por el sol; excepto en los lugares donde la termoclina fuera tan somera y tales las otras circunstancias que la fotosíntesis se pueda realizar debajo de ella. Es un caso más de la importancia "impermeabilizadora" de la termoclina respecto de los movimientos verticales.

Las *láminas 5-I* y *5-II* presentan la distribución del fosfato en los bloques A y B. En ellas se observa, una vez más, características de aguas subsuperficiales en las aguas superficiales costeras. En lugar de concentraciones inferiores a $0.5 \mu\text{g}$ -at/L, como se podría esperar de valores superficiales, se encuentran aguas con concentraciones en exceso a $1.5 \mu\text{g}$ -at/L a lo largo de la mayor parte de nuestra costa, como índice de aguas afloradas y repartidas paralelamente a la costa por las corrientes.

El nivel de máxima concentración de fosfatos está próximo a los mil metros de profundidad y el nivel de más brusco cambio de concentración (fosfoclina) se presenta a profundidades parecidas a las de cambio brusco (oxiclina) en el caso del oxígeno. Cuando el oxígeno disminuye, los fosfatos aumentan, aunque el mínimo de oxígeno disuelto en el agua se presenta siempre bastante por encima del máximo de fosfatos.

En las *figuras 5-4* y *5-5*, de la Expedición *Shellback*, Wooster y Cromwell (1958) presentan una sección vertical con las distribuciones respectivamente del fosfato y del oxígeno disuelto en el agua a lo largo del meridiano de 85°W y hacen notar cómo el mínimo de oxígeno se presenta con mucha frecuencia al mismo nivel que la isoterma de 10°C en toda el área investigada por ellos (Océano Pacífico Oriental tropical). También desta-

HISTORIA MARITIMA DEL PERU

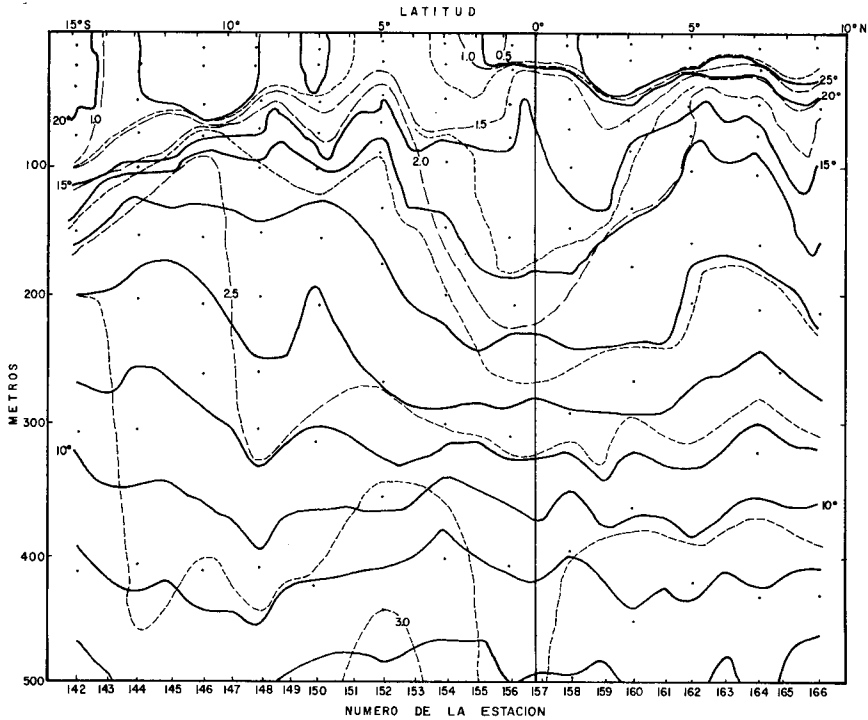
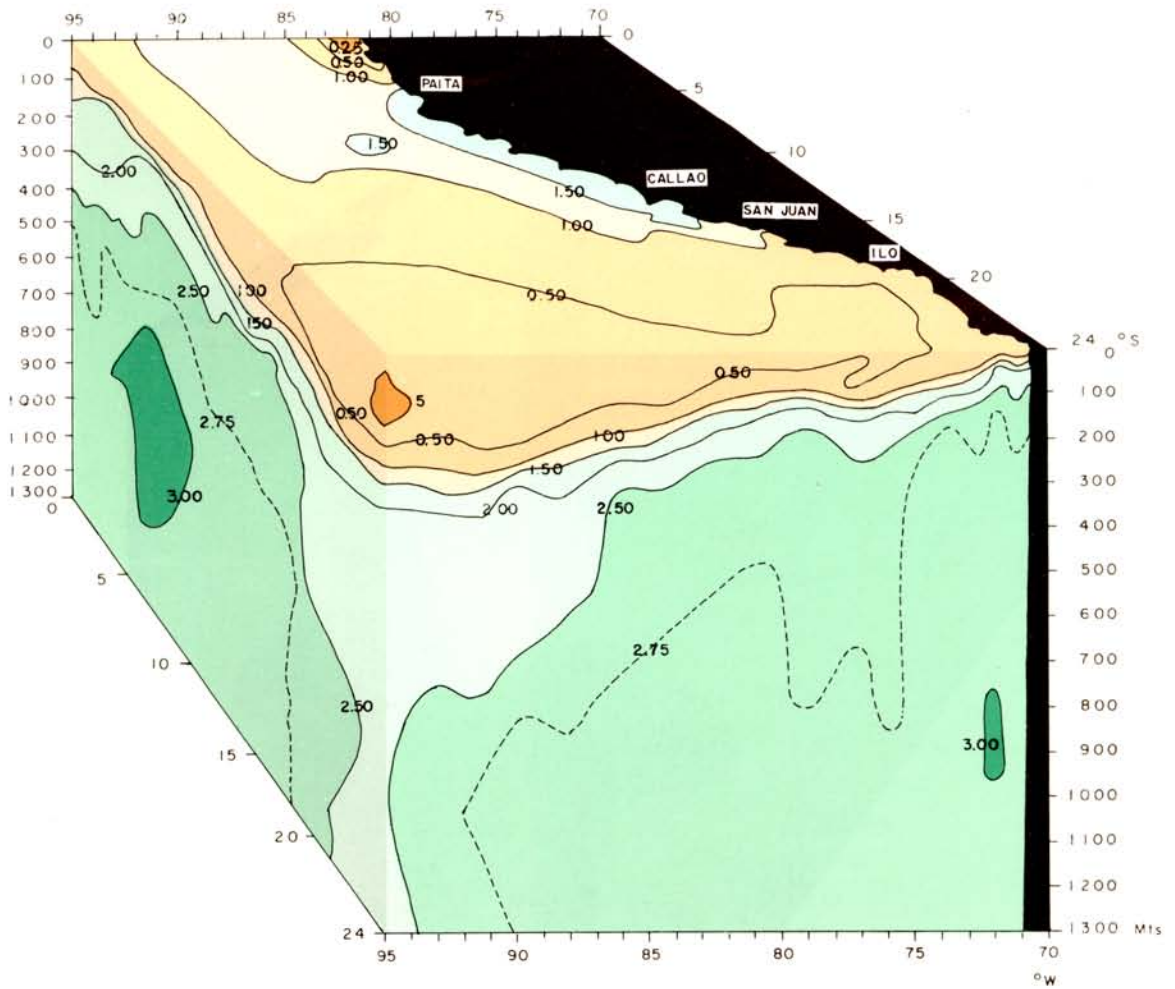


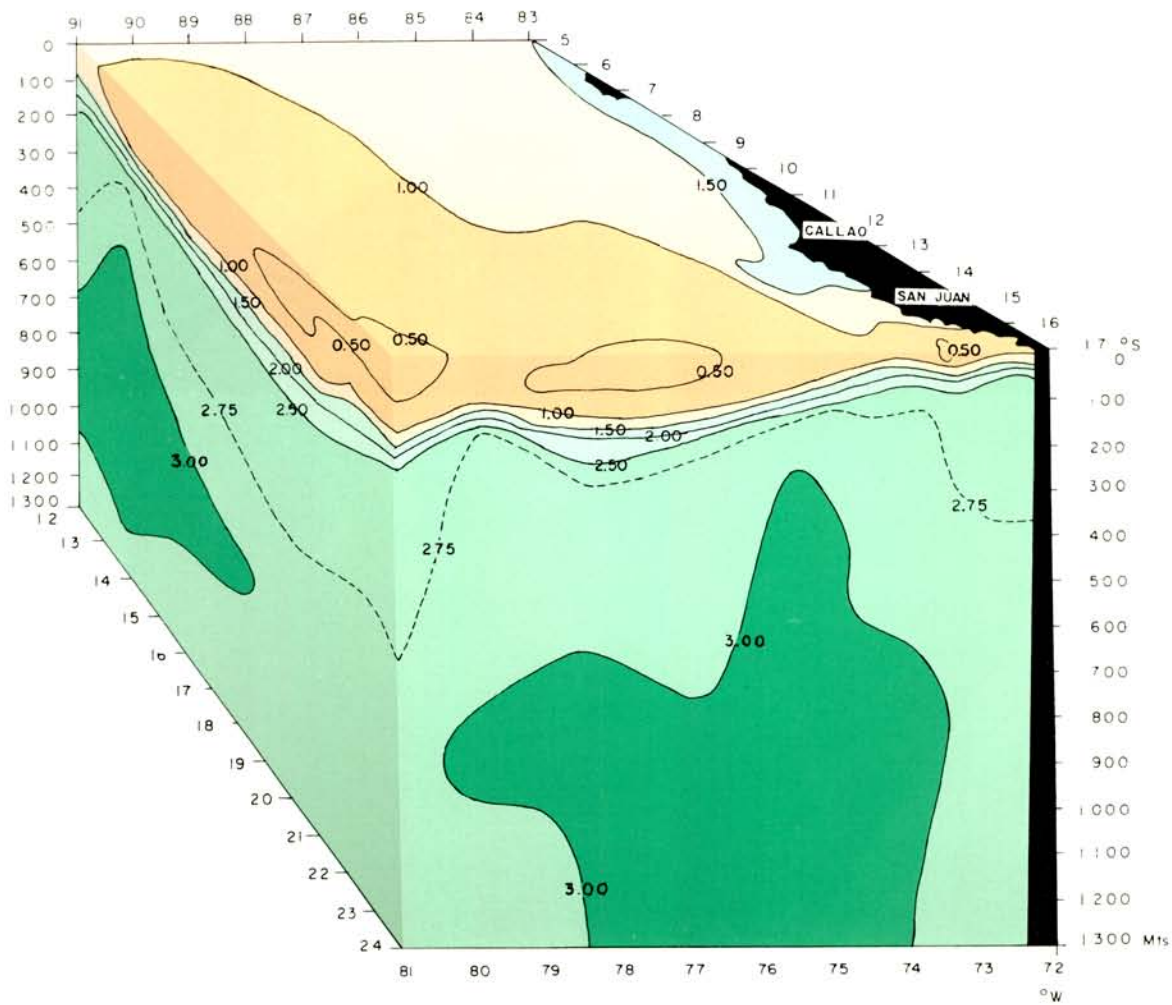
Fig. 5-4. Distribución del fosfato en un perfil vertical a lo largo del meridiano de 85°W, con datos obtenidos en julio-agosto de 1952 de la Expedición *Shellback*. (Wooster y Cromwell, 1958) University of California Press. Con permiso de los Regents de la Universidad de California).

can que en dicha área el máximo de concentración de fosfatos está generalmente centrado con las isotermas de 4°C o de 5°C.

Las aguas más próximas a la costa del Perú muestran bastante variación estacional especialmente en la capa superior, presentándose como resultado de momentáneos desequilibrios entre el consumo de fosfato y su reposición procedente de capas inferiores. Durante el invierno, con una mayor actividad del sistema de vientos y del afloramiento costero, se aprecia un enriquecimiento en la concentración de fosfatos de las aguas costeras (*figuras 5-6*), con relación a la concentración media estival (*figura 5-7*).

Se puede apreciar, en el invierno, cómo se presentan varios bolsones con concentración de fosfatos disueltos en el agua de mar excediendo la proporción de 2 μg -átomo por litro; estos lugares fueron seguramente núcleos de afloramiento en las épocas en que se hicieron las observaciones. Conviene advertir que los datos fueron tomados en distintas oportunidades: las dos cifras a menor escala que se ven en los mapas de las *figuras 5-6*





LOS MOVIMIENTOS VERTICALES Y SU INFLUENCIA BIOLOGICA

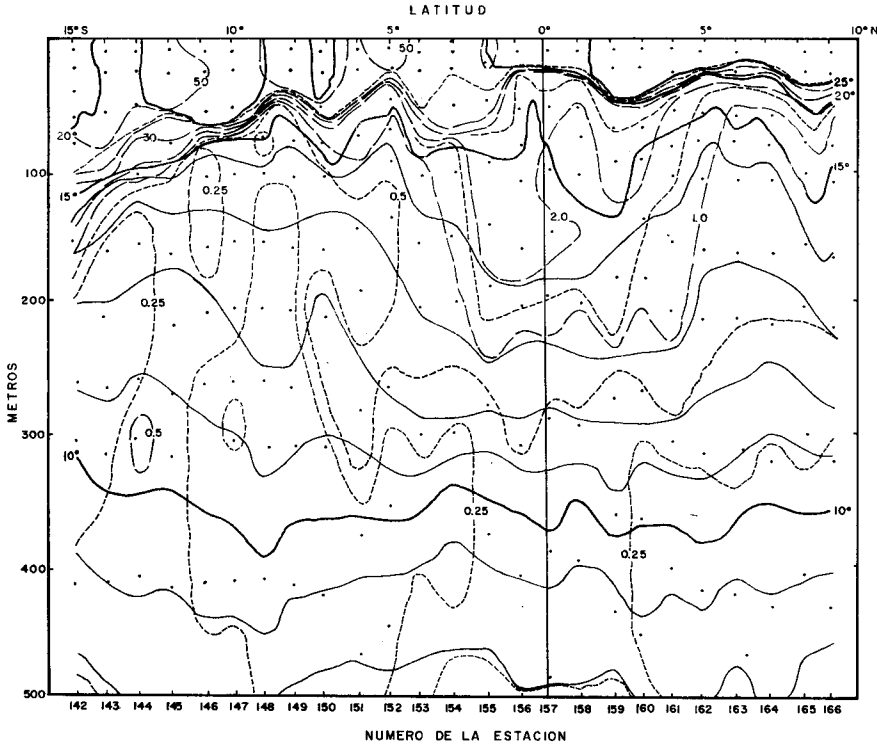


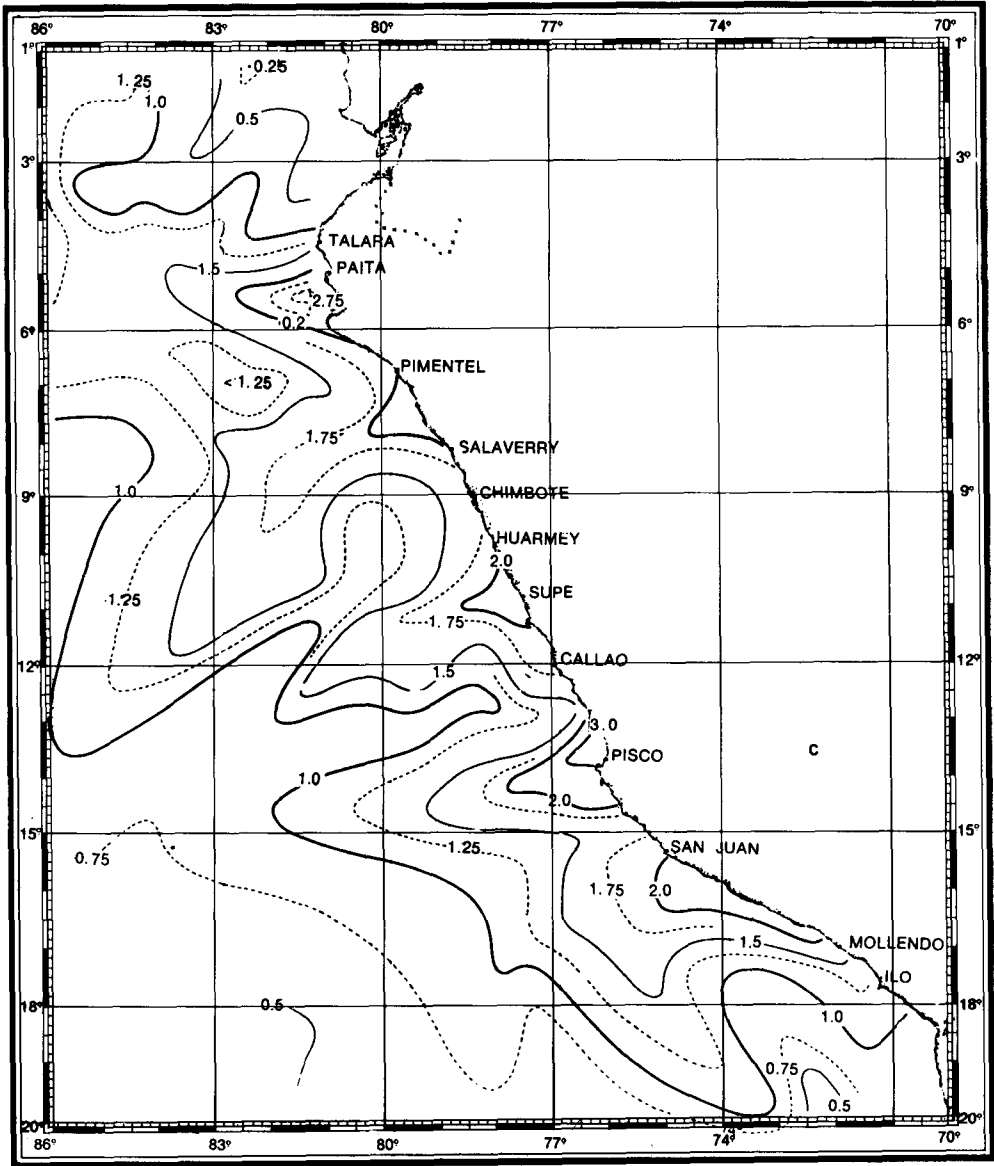
Fig. 5-5. Distribución del oxígeno disuelto en el agua (ml/L) en el mismo perfil vertical de la figura 5-4. (Wooster y Cromwell, 1958) University of California Press. (Con permiso de los Regents de la Universidad de California).

y 5-7 indican el número de años y el número total de datos utilizados en el área considerada (Zuta y Guillén, 1970).

El silicio entra en combinaciones que aparecen disueltas en el agua (silicatos) y en esa situación se encuentra en proporciones variadísimas desde valores menores de $1 \mu\text{g}$ -átomo por litro hasta superiores a los $140 \mu\text{g}$ -átomo por litro; los primeros se hallan en la superficie y los mayores valores se encuentran a grandes profundidades, presentando contraste con el nivel relativamente poco profundo del máximo de concentración del fosfato.

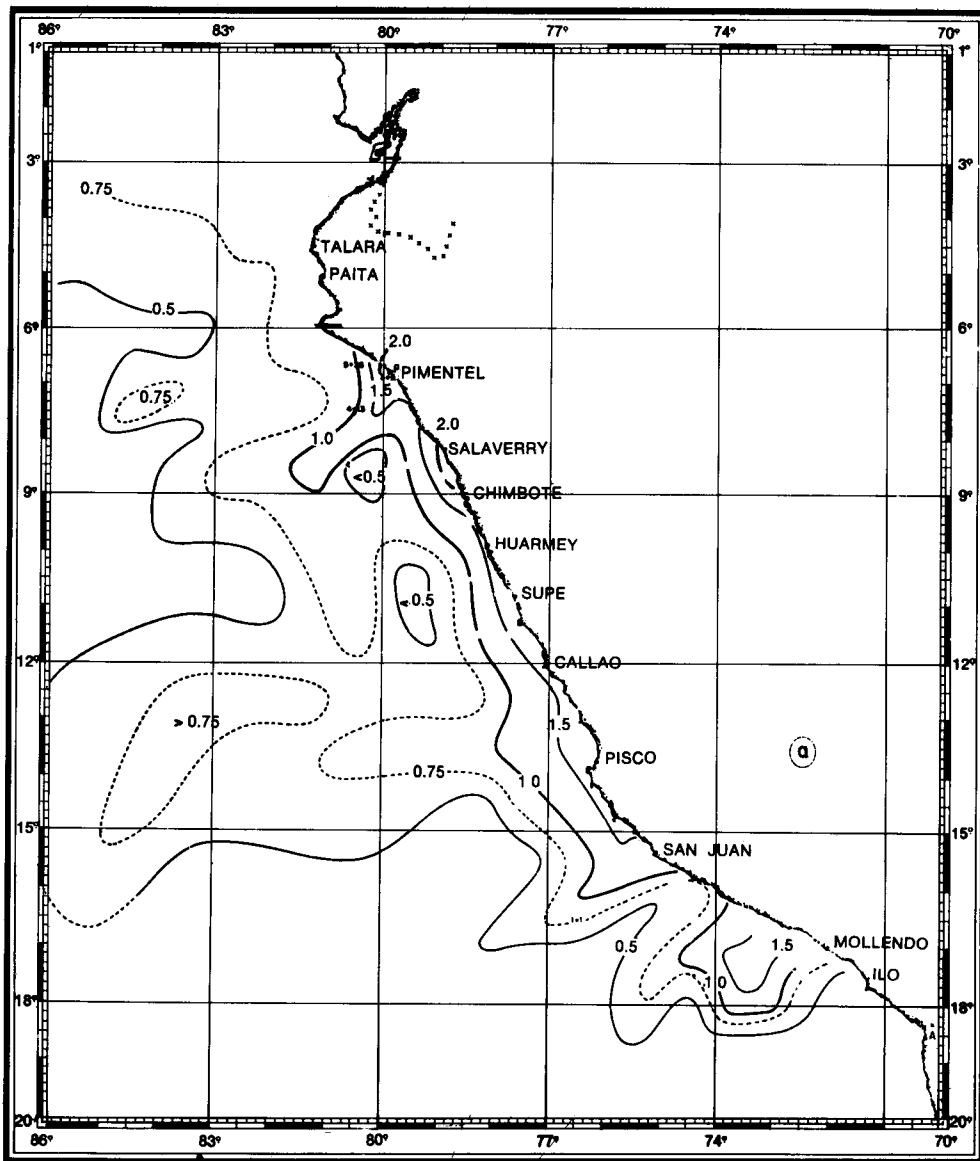
La importancia del contenido de silicio en el agua de mar radica en la de las diatomeas y radiolarios, los cuales concentran los silicatos disueltos para formar una parte importante de su estructura sólida; restos silíceos de estos esqueletos forman parte de los sedimentos en el fondo del mar que cubren millones de kilómetros cuadrados.

Fig. 5-6. Distribución del fosfato promedio ($\mu\text{g-átomo/L}$) de la superficie del mar, en el invierno. (Zuta y Guillén, 1970).



LOS MOVIMIENTOS VERTICALES Y SU INFLUENCIA BIOLOGICA

Fig. 5-7. Distribución del fosfato promedio ($\mu\text{g-atomo/L}$) de la superficie del mar, en el verano. (Zuta y Guillén, 1970).



HISTORIA MARITIMA DEL PERU

Muchos aspectos de la distribución de los silicatos en los bloques A y B, que se muestran en las láminas 5-III y 5-IV, recuerdan el modo cómo se distribuyen otras características. Aparecen nuevamente indicios de afloramiento en las mismas áreas reveladas por otras distribuciones. Con relación al fosfato, la diferencia más saltante resulta en el monótono crecimiento del contenido de silicato que se observa con el aumento de profundidad.

En la superficie, se encuentran valores en exceso de 20 $\mu\text{g-átomo/L}$ frente a Paita y una mayor riqueza a lo largo de la costa peruana, haciendo posible una mayor reproducción de las diatomeas en toda esa área. Al otro lado del Frente Ecuatorial y cerca del anticiclón subtropical se encuentran valores más bajos del contenido de silicato.

El aumento con la profundidad se observa mejor en la figura 5-8, que llega hasta los 2,500 metros; representa el mismo perfil

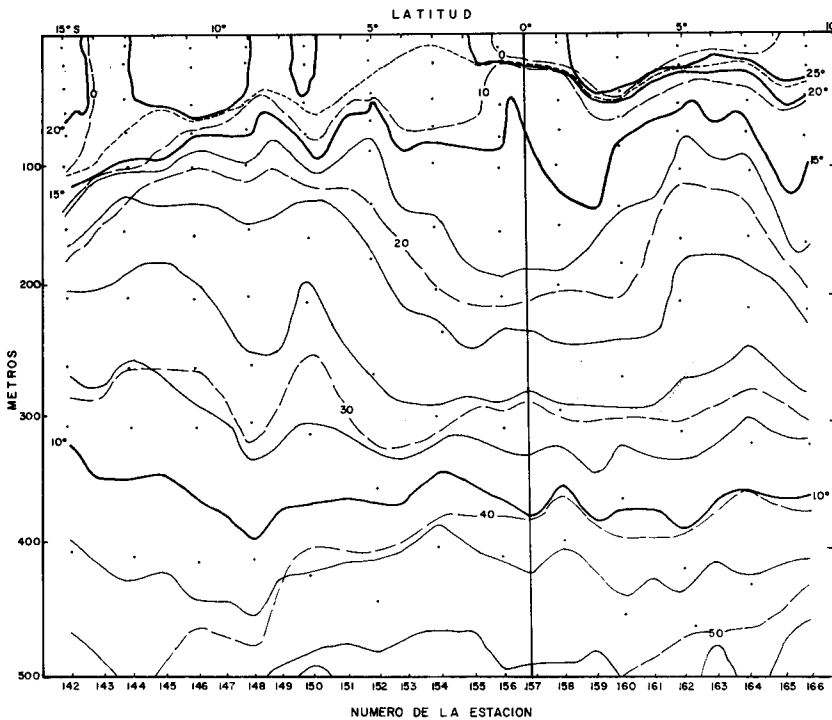


Fig. 5-8. Distribución del silicato en el mismo perfil vertical de las figuras 5-4 y 5-5. (Wooster y Cromwell, 1958. University of California Press. Con permiso de los Regents de la Universidad de California).

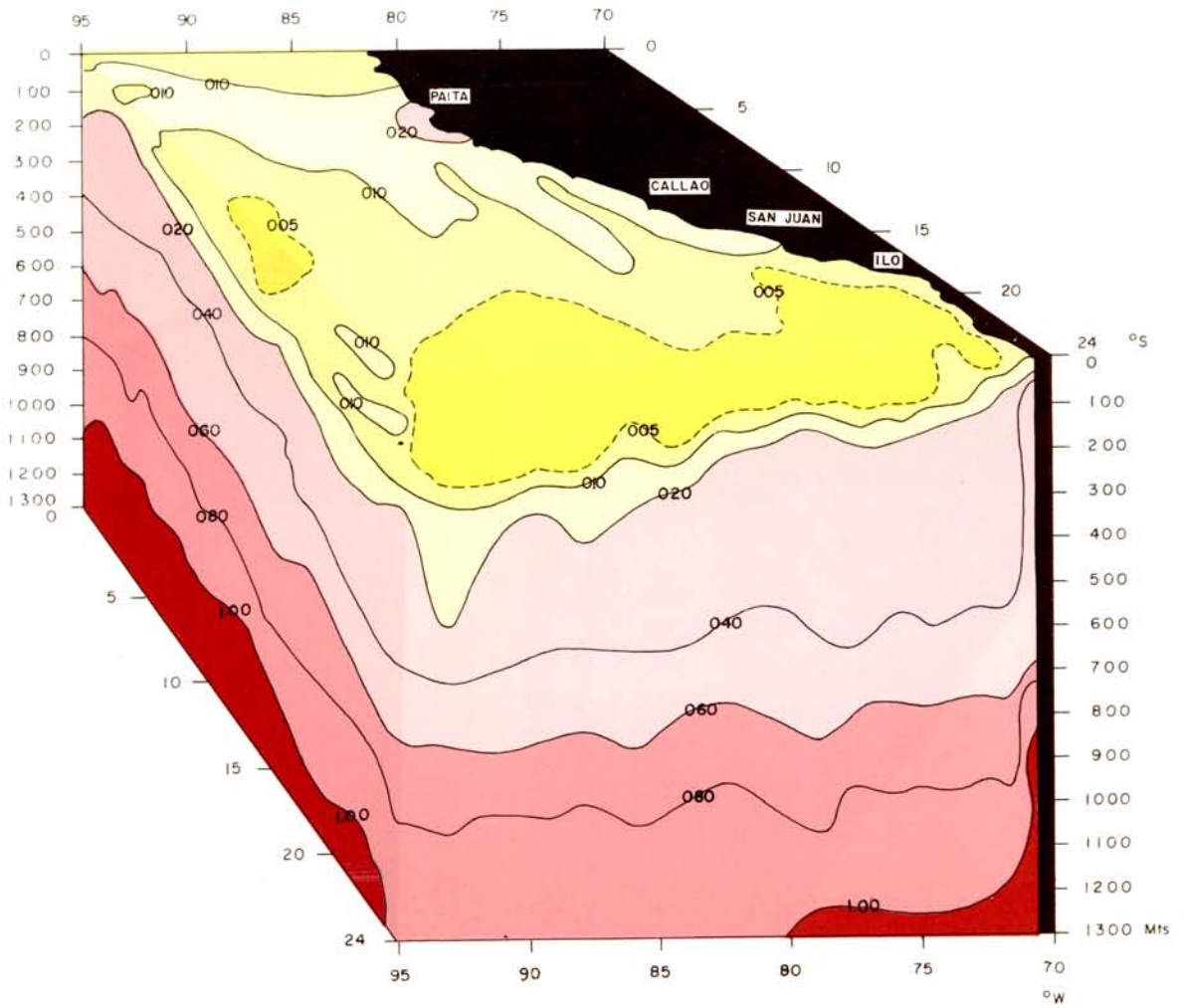
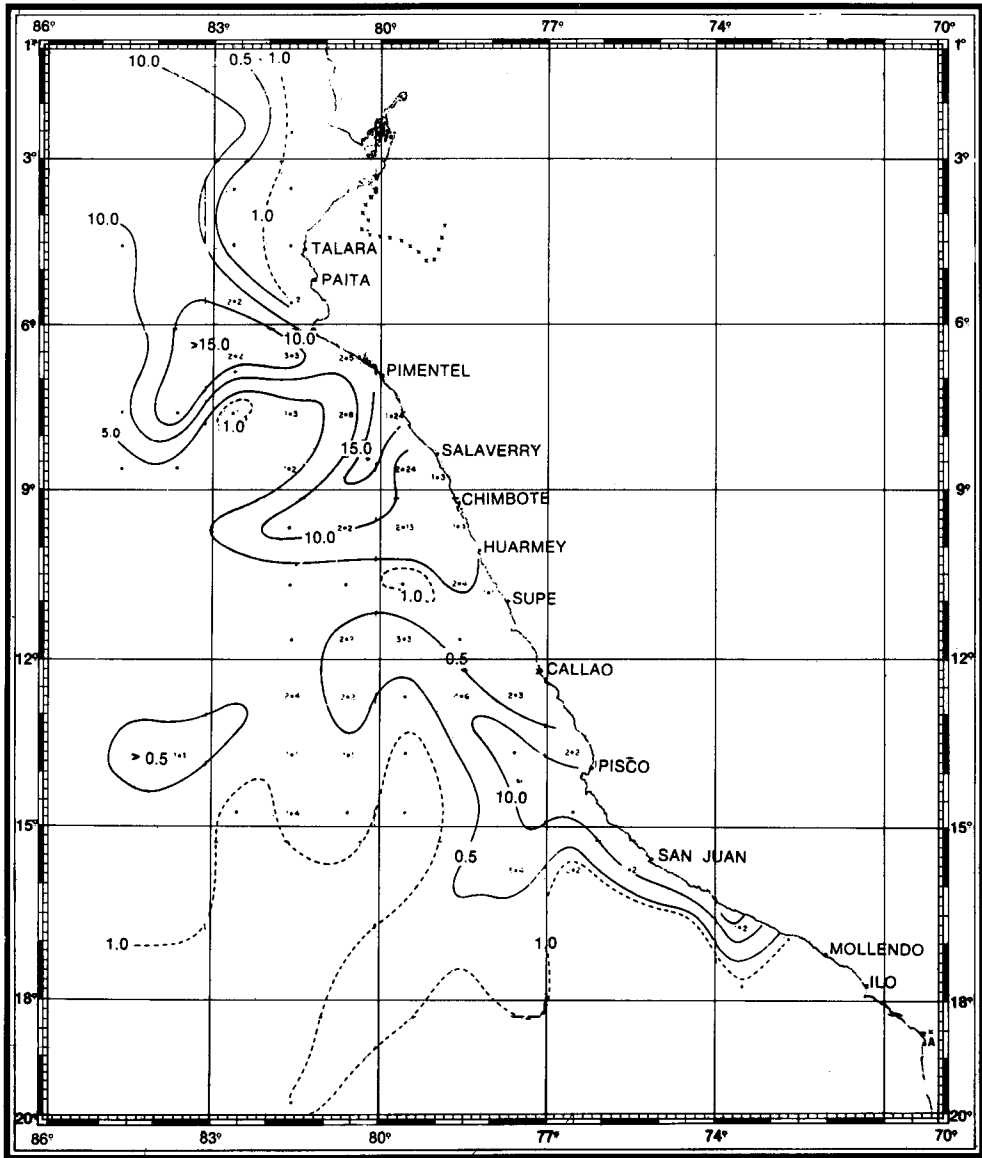


Fig. 5-9. Distribución del nitrato promedio ($\mu\text{g-at/L}$) en la superficie del mar. (Zuta y Guillén, 1970).



bución media del contenido de nitrato donde se aprecia también la influencia del afloramiento costero. El nitrato es más variable presentando en el área de la Corriente del Perú máximos a diferentes niveles; uno de ellos cerca de la parte superior de la termoclina. Las mayores concentraciones (cientos de veces superiores a las que se observan en regiones cercanas) se presentan en la parte sur del Perú y norte de Chile, estrechamente relacionadas con el máximo de salinidad de la Corriente Submarina Perú-Chile (Wooster, Chow y Barrett, 1965).

La productividad primaria se fundamenta en el "ciclo del carbono" y da una medida de la cantidad de carbono orgánico fijado a partir del carbono inorgánico, realizada generalmente por el fitoplancton por medio de la fotosíntesis en las capas superiores del mar, suficientemente accesibles a la iluminación solar. En la *figura 5-10* se muestra una distribución de valores de la rapidez de fijación de carbono observada durante cuatro cruceros oceanográficos.

Las cantidades, expresadas en miligramos de carbono fijado, por metro cúbico de agua y por día, vienen indicadas, en el recuadro interior a la figura, por medio de una escala que va de valores inferiores a 5 mg/m³/día hasta superiores a 45 mg/m³/día. Valores altos de la escala corresponden al área de afloramiento costero frente al Perú, al área de afloramiento del Domo de Costa Rica y al afloramiento ecuatorial.

3. ASPECTOS DINÁMICOS DEL AFLORAMIENTO

Las consideraciones que se han venido haciendo sobre el afloramiento lo ligan al sistema de vientos que actúa sobre la superficie en la que se aprecian los efectos del movimiento vertical. Esta relación, sin embargo, puede ir acompañada de otras circunstancias que influyen asimismo en el afloramiento; especialmente parece influir la distribución de vientos sobre un área más extensa que la de los vientos locales actuantes sobre el área de afloramiento; en particular, las condiciones en latitudes bajas (inferiores a los 20° de latitud) correspondientes a la costa peruana son afectadas por las que existen cerca del ecuador, cuya influencia se extiende sobre todo el océano oriental tropical, según el modelo matemático diseñado por Yoshida (1967).

Las conclusiones extraídas por Yoshida de su modelo teórico son consecuencias de un modelo idealizado, por simplificado, de la naturaleza; sin embargo concuerda con muchos resultados de las observaciones como es la explicación de la concentración del afloramiento costero y del afloramiento ecuatorial en fajas muy estrechas y su relación con corrientes submarinas (como la Corriente Submarina Perú-Chile y la Corriente de Cromwell).

El hecho de que este modelo concuerde con las observaciones también en otras conclusiones, como la correlación dinámica entre intensidad de afloramiento e intensidad de las corrientes submarinas costeras y otras, justifica señalar algunas otras conclusiones que se deducen de la teoría sin comprobación experimental definitiva.

Las conclusiones que se refieren a factores que producen la formación de afloramiento además de los vientos locales, e incluso en ausencia de éstos, son la distribución en gran escala de la acción tangencial del viento sobre la superficie del mar, los efectos termohalinos que alteran la distribución de la densidad en la superficie (un ejemplo sería la intensificación del contraste de densidades, en ausencia de vientos intensos, que parece efectiva para desatar el fenómeno El Niño). La topografía costera y la presencia de ondas internas (de las que se tratará algo en el capítulo sexto) de muy baja frecuencia, que viajan a lo largo de la costa, transmitiendo la energía del afloramiento de un lugar a otro.

Los comentarios hechos en el capítulo segundo acerca de los modelos matemáticos deben ayudar a dar el peso apropiado a estas conclusiones. Dado que los fenómenos dinámicos de que se trata son extremadamente complejos y las dificultades para obtener observaciones fidedignas son grandes, hay que recurrir a modelos matemáticos o de laboratorio, que comienzan siendo muy simplificados y van trazando la pista hacia otros más complejos a medida que se encuentran datos de observación y teorías adicionales que sirven para que el nuevo modelo esté más cerca del resultado de la observación.

Un procedimiento para calcular el movimiento vertical se insinuaba al comienzo del capítulo. Dado que el agua es casi incompresible, un cierto volumen de agua debe contener un peso constante. Una rebanada de agua, o en general el volumen contenido dentro de una superficie, por ejemplo de un cilindro, puede recibir aportaciones horizontales de agua convergentes hacia dicho volumen, con tal de que el mismo caudal que entra en exceso horizontalmente, salga verticalmente por la parte superior o la inferior del volumen mencionado en forma de rebanada u otra forma.

Consideremos la capa superficial de unos 100 metros de espesor en una estrecha faja paralela a la costa. Calculando el caudal total que sale de la capa alejándose de la costa por medio del flujo horizontal, se obtiene el flujo vertical a través del fondo de la capa, ya que el intercambio de flujo con la atmósfera y con el continente es despreciable.

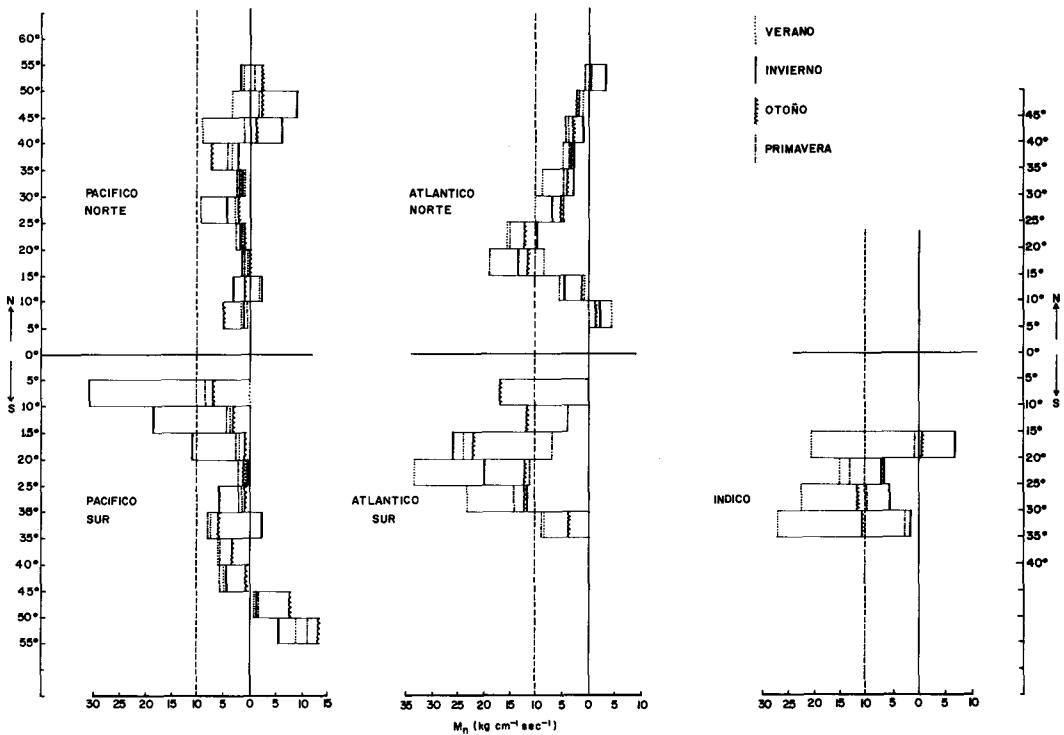
Dos modelos simplificados del movimiento horizontal son el correspondiente al flujo Ekman, en el que se considera el caudal movido directamente por la acción tangencial del viento, y el flujo geostrófico, cuyo caudal resulta de un equilibrio de

LOS MOVIMIENTOS VERTICALES Y SU INFLUENCIA BIOLOGICA

fuerzas regulado por la distribución de densidades y la topografía de la superficie del mar, como se vio en el capítulo segundo. El conjunto de ambos flujos da una buena aproximación con el flujo total; por ello, se puede deducir el flujo vertical a partir de compensaciones de caudal con el resultante de sumar los caudales horizontales del flujo Ekman y del geostrofico.

La influencia relativa del flujo Ekman por debajo del nivel de cien metros de profundidad es muy pequeña; en la capa superficial, sin embargo, un cálculo del flujo Ekman alejándose de la costa es una indicación aproximada de la intensidad del movimiento vertical en la estrecha faja costera afectada por el afloramiento. Ese cálculo fue realizado por Wooster y Reid (1963) a partir de los valores del esfuerzo tangencial medio del viento calculados por Hidaka (1958), obteniendo unos índices útiles para comparar variaciones geográficas y estacionales de los afloramientos costeros.

Fig. 5-11. Transporte Ekman alejándose de la costa, calculado a partir de los valores medios del esfuerzo tangencial del viento sobre la superficie del mar (Wooster y Reid, 1963, en *The Sea*).



HISTORIA MARITIMA DEL PERU

Los valores del índice para cada estación han sido representados en la *figura 5-11*, de la cual Wooster y Reid destacan varios aspectos importantes entre los que están el hecho de que el índice presenta valores máximos en la primavera o el verano con la excepción del afloramiento correspondiente a la Corriente del Perú, el cual presenta un máximo invernal de extraordinarias proporciones, especialmente frente a Paita.

Los índices mostrados en la figura, como los valores de la acción tangencial del viento calculados por Hidaka de los que derivan, representan promedios para intervalos de 5° de latitud y, en consecuencia, no pueden poner de manifiesto detalles a escala más fina, como sería la zona de afloramiento peruano a los 15° de latitud sur, que es patente casi constantemente; se puede apreciar también en las láminas ya presentadas. Parte de esa área queda en el promedio de 10-15°S y parte en el de 15-20°S; será visible cuando se trate específicamente del afloramiento costero peruano.

Resulta notable que, en lo que se refiere al afloramiento frente al Perú y frente a la parte norte de California los mayores valores se producen aproximadamente en la misma época del año, aunque las estaciones sean distintas; concuerda esto con la ausencia de afloramiento marino y subsidencia de aire en California en el invierno, que es normalmente lluvioso.

4. MOVIMIENTO VERTICAL DEL AGUA FRENTE AL PERU

A todas las manifestaciones indicadoras de afloramiento en la costa peruana podemos añadir un gráfico de la producción total, es decir, de la producción primaria integrada en toda la capa eufótica y que viene expresada en gramos de carbono por unidad de área y de tiempo ($\text{gC}/\text{m}^2/\text{día}$). En dicho gráfico (*figura 5-12*) se representan las variaciones que experimenta la producción total media de una faja marina paralela a la costa con la variación de latitud.

Los altos valores de producción total promedio reflejan la constancia del afloramiento en determinados lugares, más especialmente a los 15°S. También son visibles picos de máxima producción total alrededor de los 5°, 8° y 11°S, como lo señalan Zuta y Guillén (1970). La notoriedad de la zona correspondiente a los 15°S se puede ver en la *figura 5-12*, donde se muestra la temperatura media superficial del mar del periodo 1939-1956 hallada para cuadrados de un grado de lado (longitud o latitud) inmediatos a la costa. En la latitud de 15°S, se observan temperaturas especialmente bajas a lo largo de todo el año (Wooster, 1960).

Un análisis más detallado de los movimientos verticales, mejor aún, del campo de movimiento tridimensional del agua fren-

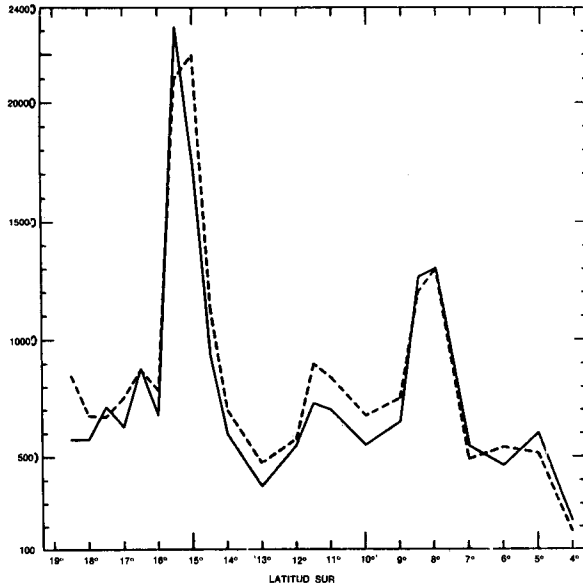
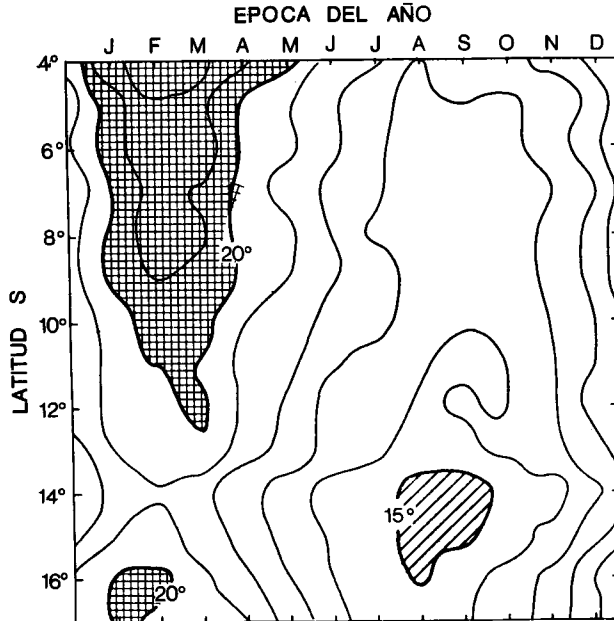


Fig. 5-12. Producción total promedio (mg/c/día) para la franja costera de 30 millas de ancho (línea de trazos) y de 60 millas de ancho (línea continua), frente al Perú (Zuta y Guillén, 1970).

Fig. 5-13. Temperatura media (1939-1956) superficial en los cuadrados de un grado (Wooster, 1960).



te a la costa peruana, fue realizado por Wyrтки (1963) basándose en métodos dinámicos. La circulación horizontal, considerada compuesta por el flujo Ekman y el flujo geostrófico, se utilizó para determinar el flujo vertical. Al hacerlo así se pudo encontrar las diferentes áreas con movimiento ascendente y descendente.

El crucero oceanográfico que proporcionó los datos para el estudio fue el de la Expedición *Step-I*, utilizado ya para la distribución de propiedades de las láminas. En la *figura 1-1* se muestran las estaciones hidrográficas de este crucero, señalando con un círculo negro las estaciones profundas (de 3,000 metros de profundidad o más) y con un círculo blanco las estaciones con profundidades poco más allá de los mil metros. Solamente se utilizaron las estaciones del *Perfil VI* que están al sur de la estación 74 (*figura 1-1*).

Tomando conjuntos de tres o cuatro estaciones profundas se formaron triángulos o cuadriláteros en la superficie; un triángulo (o cuadrilátero) constituía la parte superior de un prisma de 3,000 metros de profundidad. Con la suposición de que el flujo horizontal total estaba formado por el Ekman y el geostrófico y que el intercambio de agua por la cara superior e inferior del prisma era despreciable, se realizaron ajustes para obtener la mayor exactitud del método.

Posteriormente se tomaron partes de cada uno de los prismas triangulares (o cuadrangulares) para hallar el caudal vertical que atravesaba el nivel de los 100, 300, 700 y 1,400 metros. La integración de los triángulos y cuadrados proporciona la circulación vertical en mayores áreas. La *figura 5-14* muestra la integración para toda la superficie analizada, es decir, para la superficie señalada, por ejemplo, en las *figuras 5-15* y *5-16*; su área es algo menor a la de la parte superior del *bloque A*, siendo algo inferior a los cuatro millones de kilómetros cuadrados.

Cada una de las rebanadas de la *figura 5-14* muestra los caudales entrantes (con flecha sombreada) y salientes (con flecha blanca) expresados en millones de metros cúbicos por segundo, compensándose todos los que intervienen en cada capa. Las capas se escogieron de modo que tuvieran cierta analogía con la estructura hidrográfica de la región; es especialmente notable el contraste entre la circulación por encima y por debajo del nivel de 700 metros.

Por encima del nivel de los setecientos metros, el flujo horizontal procedente del norte y del sur es convergente, mientras que por el este abandona la región un flujo considerable. Este nivel presenta los movimientos verticales más intensos, ya que existe un flujo descendente de 2.4 millones de metros cúbicos, coincidiendo con las menores velocidades horizontales, de acuerdo con la teoría. De hecho la capa de mínimas velocidades horizontales no se presenta a un nivel único en esta región sino a

LOS MOVIMIENTOS VERTICALES Y SU INFLUENCIA BIOLOGICA

niveles variables, entre los 600 y los 1,000 metros de profundidad (Wyrcki, 1963).

Los más altos valores de la velocidad horizontal en las capas superiores se manifiestan en caudales más considerables a pesar del relativo poco espesor de estas capas. Las capas inferiores, de gran espesor, presentan caudales más reducidos y de circulación horizontal divergente, compensada por el flujo vertical. El flujo horizontal de la capa comprendida entre los 300 y 700 metros, es convergente, mientras que la capa de 100 metros a 300 metros de profundidad tiene un flujo horizontal notablemente divergente.

Las consideraciones acerca de estos flujos deben tener constantemente presente que se trata de saldos netos entre caudales en sentidos contrarios, tanto para el transporte horizontal como para el vertical; sin embargo, la *figura 5—14* da una apropiada visión de conjunto.

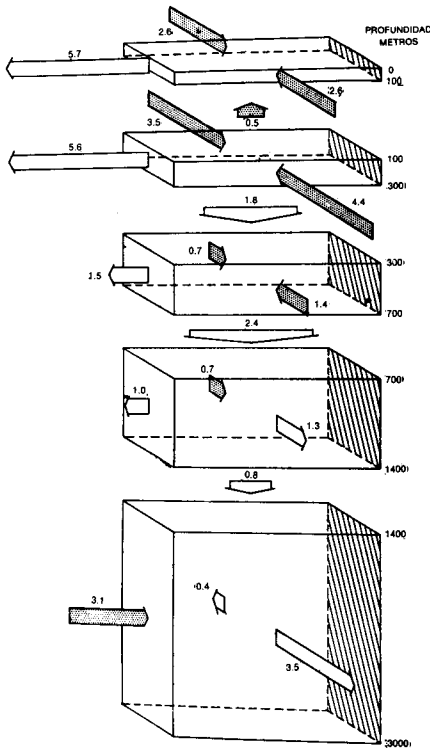


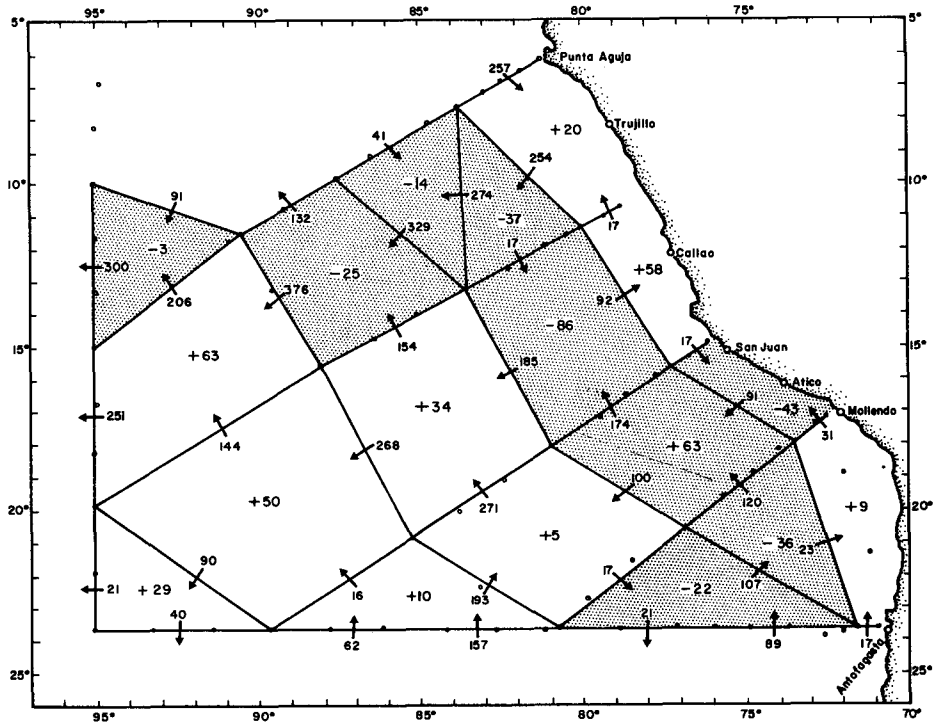
Fig. 5-14. Representación en forma de bloque de los flujos horizontales, y de los verticales que los compensan, en varias capas frente a la costa del Perú, en millones de metros cúbicos por segundo (Wyrcki, 1963. University of California Press. Con permiso de los Regents de la Universidad de California).

HISTORIA MARITIMA DEL PERU

Parece normal que la capa de los cien primeros metros sea divergente con el consiguiente movimiento vertical ascendente a través de dicho nivel; ya que uno espera encontrar algún reflejo a este nivel del movimiento ascendente en que consiste el afloramiento costero. Sin embargo, los principales movimientos ascendentes en esta capa no se verifican junto a la costa, como puede apreciarse de la *figura 5—15*.

En dicha figura se muestran los caudales horizontales en la capa entre la superficie del mar y el nivel de cien metros de profundidad, representados por una flecha acompañada de la cifra de centésimos de millón de metros cúbicos por segundo. En el centro de cada cuadrilátero o triángulo se indica la convergencia de los caudales que ingresan en él, en las mismas unidades que los caudales horizontales (valores negativos cuando el transporte neto horizontal es divergente, en cuyo caso el área se muestra sombreada).

Fig. 5-15. Transportes en la capa entre 0 y 100 metros de profundidad, en centésimos de millones de metros cúbicos por segundo, con las convergencias y divergencias (sombreadas) de esta capa (Wyrтки, 1933. University of California Press. Con permiso de los Regents de la Universidad de California).



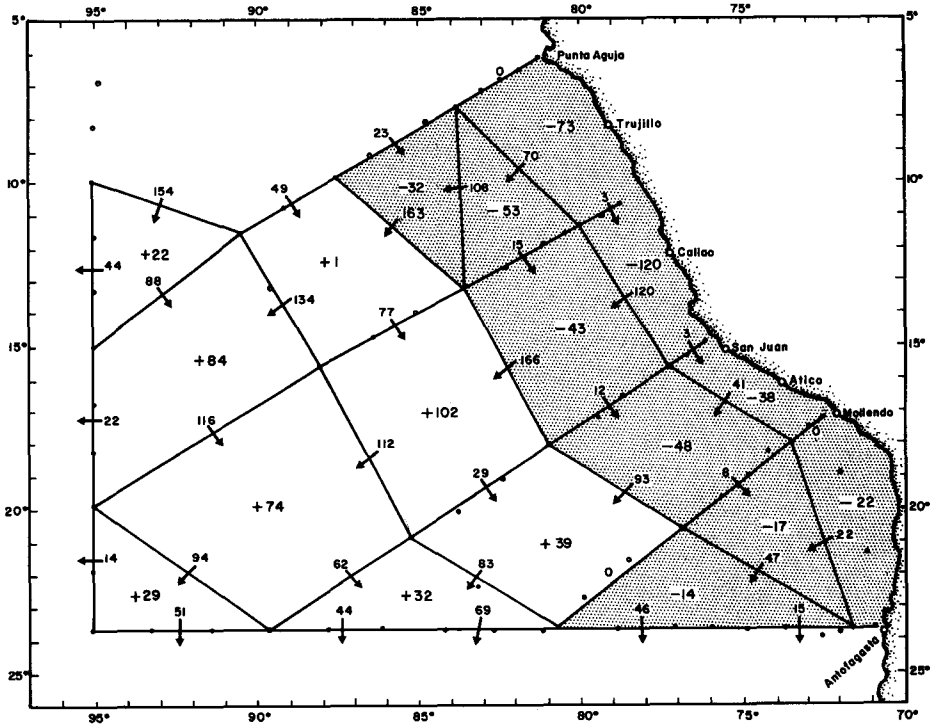
LOS MOVIMIENTOS VERTICALES Y SU INFLUENCIA BIOLOGICA

Con la suposición de que el intercambio de caudales entre la superficie del mar y la atmósfera es despreciable, las convergencias en esta capa representan el transporte que cruza hacia abajo el nivel de cien metros; las divergencias, el transporte que lo atraviesa subiendo. De esto se deduce la conclusión, en principio sorprendente, de que en toda el área costera no sombreada (la mayor parte) el movimiento vertical es descendente.

Este flujo descendente costero no resulta de acuerdo con el afloramiento en la faja pegada al litoral, a menos que dicho afloramiento sea un proceso que se verifique junto a la costa solamente en un nivel más somero que los cien metros.

Esto está muy de acuerdo, como lo hace notar el mismo Wyrтки (1963), con la estimación de una mínima profundidad del afloramiento costero de 67 metros obtenida por Gunther (1936), a partir del examen de los perfiles verticales de temperatura del crucero del *William Scoresby*.

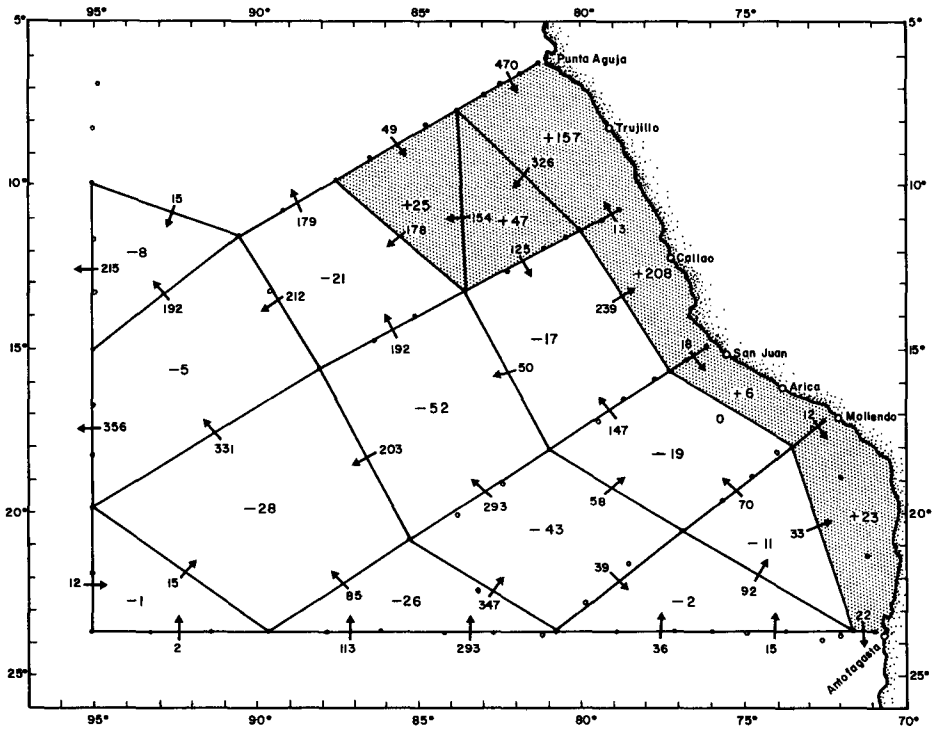
Fig. 5-16. Transportes Ekman a través de las secciones verticales limitadas por estaciones profundas, en centésimos de millones de metros cúbicos por segundo, con las convergencias y divergencias (sombreadas) producidas por el flujo Ekman (Wyrтки, 1963. University of California Press. Con permiso de los Regents de la Universidad de California).



La capa superior de los cien primeros metros, que estamos considerando, tiene una circulación horizontal más compleja que la de otros niveles, ya que es aquí donde hay que tener en cuenta al flujo Ekman, además del geostrófico. La *figura 5-15* considera los caudales resultantes de ambos flujos. La *figura 5-16*, sin embargo, solamente presenta los caudales debidos al flujo Ekman junto con las convergencias y divergencias (sombreadas) producidas por este flujo. Las unidades empleadas para los caudales son las mismas que en la *figura 5-15*.

Si no hubiera otro flujo que el Ekman, la divergencia del transporte horizontal en la capa Ekman significaría movimiento vertical ascendente en el nivel inferior de la capa. La situación integrada del flujo Ekman y el geostrófico debe tener en cuenta ambos, aunque la influencia del primero es especialmente notable en la parte más próxima a la superficie del mar, ya

Fig. 5-17. Transportes en la capa entre 100 y 300 metros de profundidad en las mismas unidades que la *figura 5-15*; pero con las convergencias de la capa sombreadas (Wyrтки, 1962. University California Press. Con permiso de los Regents de la Universidad de California)



que la velocidad en la espiral de Ekman (*figura 2—4*) decrece rápidamente con la profundidad.

La *figura 5—16* muestra un cuadro que está de acuerdo con el afloramiento costero observado por otros medios, puesto que se ve una capa Ekman divergente, correspondiente a movimientos verticales ascendentes, a partir de la costa hasta una línea situada a unos 600 a 800 kilómetros de la misma. Al oeste de esta línea, este flujo es convergente. Los cálculos del flujo Ekman para esta figura se realizaron en base a los datos de esfuerzo tangencial del viento para la estación del año correspondiente a la Expedición *Step - I*.

El afloramiento total, debido exclusivamente al flujo Ekman alcanza a 4.6 millones de metros cúbicos por segundo en la zona costera, superior al flujo descendente de la parte más alejada de la costa que llega solamente a 3.8 millones, dando un total neto ascendente de 0.8 millones de metros cúbicos por segundo para el conjunto de la capa Ekman, prescindiendo del flujo geostrofico. El resultado de la *figura 5—15* muestra que la divergencia del flujo Ekman en el área de afloramiento costero está más que compensada por un flujo geostrofico muy convergente.

El mencionado flujo geostrofico convergente tiene una componente dirigida hacia la costa y toma su agua de los movimientos ascendentes que ocurren más lejos de la costa, como se aprecia en la *figura 5—15*. Los valores numéricos de los flujos verticales en el caso del flujo Ekman son superiores a los que resultan del flujo combinado, lo que hace suponer velocidades verticales más elevadas en la capa inmediata a la superficie.

La capa entre los 100 y los 300 metros de profundidad presenta una fortísima convergencia de la circulación horizontal en la estrecha faja costera y una divergencia horizontal débil en todo el resto de la región, lo que produce como saldo neto una capa de muy convergente flujo horizontal. La zona de convergencia coincide con la trayectoria de la Corriente Submarina del Perú. La *figura 5—17* muestra los transportes horizontales en las mismas unidades de las dos figuras anteriores; en contraste con ellas, las convergencias se han representado sombreadas.

5. DISTRIBUCION DE LA VELOCIDAD VERTICAL

Las velocidades verticales son, como dijimos, de pequeña intensidad, del orden de 2×10^{-4} centímetros por segundo, generalmente se expresan en metros por mes o en 10^{-5} cm/seg. La equivalencia entre ambas unidades viene dada por 10^{-5} cm/seg = 0.26 metros por mes. Velocidades de este orden de magnitud presentan grandes dificultades para la medida directa, a pesar de que los valores individuales de las partículas de agua

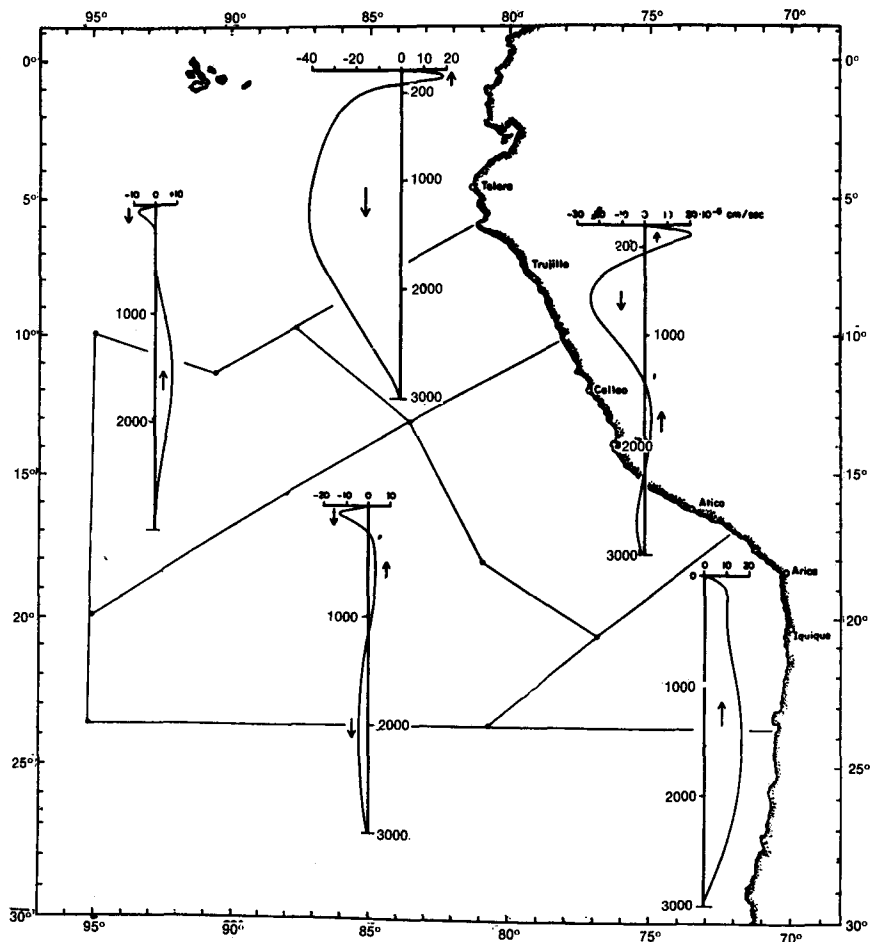
HISTORIA MARITIMA DEL PERU

tengan una componente vertical que es de un orden de magnitud superior al de los promedios que generalmente usaremos.

Las razones apuntadas junto con la superposición del flujo horizontal, hacen que tratemos de velocidades verticales medias calculadas para áreas extensas por procedimientos indirectos.

Cuanto más extensa sea el área, aparecerá una menor frecuencia de velocidades con valores altos. A pesar de todo, conviene obtener una visión de conjunto para toda la región investigada por medio de un gráfico único como el de la *figura*

Fig. 5-18. Distribución vertical de la velocidad vertical en cinco áreas escogidas, frente a la costa del Perú, entre la superficie y la profundidad de 3,000 metros 10^{-5} cm/seg (Wyrtki, 1963. University of California Press. Con permiso de los Regents de la Universidad de California).



5—18. Dicha región se ha dividido solamente en cinco áreas principales.

Para cada una de las áreas escogidas, se muestra cómo cambia con la profundidad la componente vertical de la velocidad media dentro del área. Fijándonos en las áreas costeras, se aprecia una situación en la capa superficial como si el afloramiento comprometiese una capa de espesor medio de unos 200 metros con movimiento ascendente.

En realidad, como vimos, el movimiento no es ascendente en la faja inmediatamente pegada a la costa, aunque lo sea la faja integrada más extensa, pero el cuadro que se obtiene de la figura que estamos considerando es apropiado, ya que se trata de un flujo continuo de agua que, dentro de esta área costera más ancha, comienza la ascensión en la parte más alejada de la costa a profundidades medias de unos doscientos metros y tiene su movimiento ascendente pegado a la costa a profundidades menores de cien metros.

La extensión de la superficie que influye en el afloramiento costero parece ser muy superior a la correspondiente a las áreas costeras consideradas afectando la estructura del océano y el campo de movimiento alejado de la costa. De la misma figura se puede observar también cierto reflejo de que el movimiento ascendente se extiende a niveles más profundos y abarca un mayor espesor a medida que nos alejamos de la costa.

Velocidades individuales de mayores magnitudes se pueden apreciar considerando promedios en áreas más reducidas. En la figura 5—19 se representan las velocidades verticales a los cien metros de profundidad, calculadas a partir de las divergencias del flujo en la capa entre la superficie y los 100 metros. Los valores a lo largo de la costa vienen a tener un promedio algo inferior a los 10×10^{-5} cm/seg, es decir, un poco más de los 2 metros por mes y son velocidades de descenso.

Nuevamente aparecen manifestaciones de lo somero que es habitualmente el afloramiento costero, lo que ya se había previsto viendo la inclinación de isotermas e isopícnas en los perfiles verticales perpendiculares a la costa; ambas líneas se elevan hacia la superficie al acercarse a la costa, pero solamente por encima de los cien metros, porque por debajo de ese nivel se profundizan al acercarse al litoral. Parece ser, sin embargo, que cuando los vientos son más intensos de lo habitual (el crucero *Step-1* se hizo en una época de condiciones bastante normales) y el flujo Ekman se calculó a partir de valores medios para la estación astronómica de realización del crucero, la capa pegada a la costa presenta movimientos verticales ascendentes desde niveles más profundos, llegando incluso más bajo de los cien metros.

En la parte más alejada de la costa, los movimientos verticales a través del nivel de los cien metros son ascendentes con velo-

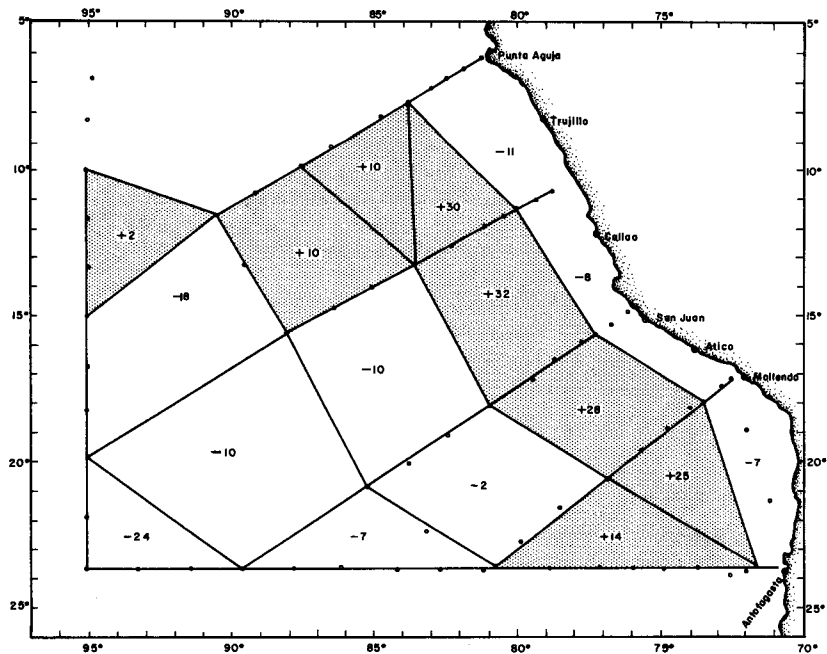
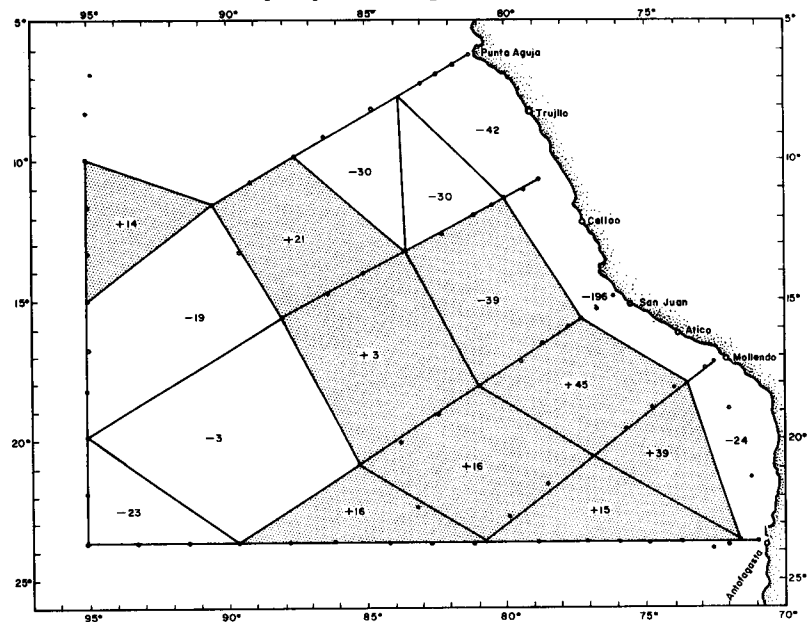


Fig. 5-19. Velocidad vertical a la profundidad de 100 metros, en 10^{-5} cm/seg (+: velocidad ascendente, sombreada; -: velocidad descendente). (Wyrтки, 1963. Universidad of California Press. Con permiso de los Regents de la Universidad de California).

Fig. 5-20. Velocidad vertical a la profundidad de 700 metros mismas indicaciones que para la figura 5-19.



tidades de unos 30×10^{-5} cm/seg, es decir, unos 8 metros por mes. El movimiento de las aguas a este nivel, debajo de la capa Ekman, tiene generalmente una componente hacia la costa; así pues, al agua le corresponde un movimiento horizontal hacia la costa y un movimiento vertical ascendente; suponiendo que la relación entre ambas velocidades es de 10,000 a 1, como se imaginó de un modo superficial al principio del capítulo, a la velocidad horizontal del agua que parte de la zona de movimientos ascendentes a los cien metros de profundidad (zona sombreada de la *figura 5—19*) le debe corresponder un valor de unos 3 cm/seg.

Una velocidad hacia la costa de 3 centímetros por segundo es un valor muy razonable como lo hace notar Wyrтки (1963) quien llega a esa estimación teniendo en cuenta que las isotermas pertenecientes a la capa de discontinuidad se elevan unos 50 metros de altura al acercarse 500 kilómetros (diez mil veces 50 metros) a la costa; manteniendo esa proporción entre las velocidades horizontal y vertical se mantiene el equilibrio térmico como primera aproximación, despreciando efectos de mezcla.

Resulta interesante destacar en la *figura 5—19* (y lo mismo se podría decir de la *figura 5—15*) que se presenta una prolongación mar afuera hacia el noroeste del área con movimientos ascendentes, la cual probablemente se sigue extendiendo hacia el ecuador para abastecer el afloramiento que ocurre a lo largo del mismo.

En la *figura 5—19* se han agrupado en una sola las áreas costeras que estaban separadas en la *figura 5—15*; una estaba frente al Callao y la otra frente a San Juan y Atico. El motivo es eliminar las velocidades extremadas que hubieran aparecido, unas ascendentes y otras descendentes, y que no parecen normales de esta región, sino haber sido una consecuencia de un intenso viento que sopló cuando se ocuparon las estaciones frente a San Juan el cual perturbó la situación hidrográfica hasta profundidades no pequeñas.

Como se había previsto, a los 700 metros de profundidad las velocidades son mayores que en otros niveles (*figura 5—20*). Se observan velocidades de cerca de 200×10^{-5} cm/seg, esto es, 50 metros por mes junto a la costa, aunque son excepcionales comparados con los demás valores al mismo nivel. La distribución de zonas con movimiento ascendente y descendente no ha cambiado con relación al nivel de los 100 metros, aunque lo hayan hecho los valores numéricos. A mayores profundidades esta estructura se altera ligeramente.

Capítulo VI

FENOMENOS ONDULATORIOS Y PERIODICOS

Lo primero que sugiere la palabra onda a la mayor parte de la gente, como sucede con el Diccionario de la Real Academia de la Lengua Española, es *“la porción de agua que alternativamente se eleva y se deprime en la superficie del mar, de un río o de un lago, por la impulsión del aire u otra causa, y aparentemente se mueve formando círculos concéntricos o líneas paralelas”*. Es el ejemplo más común de movimiento ondulatorio, más bien por familiar a todos que por bien entendido.

Las dos principales características de este movimiento son que las partículas de agua se mueven hacia arriba y hacia abajo de su posición de equilibrio con repetición de las posiciones ocupadas cada cierto tiempo, denominado período, y la transmisión de una perturbación a distancias horizontales considerables sin que las partículas del agua recorran esas distancias. Una característica es la periodicidad del movimiento en un punto y la otra es la transmisión a distancias de una perturbación sin que recorran las partículas esa misma distancia.

La transmisión a distancia por procedimiento no corpuscular y la periodicidad del movimiento no van siempre juntas; a los fenómenos en los que se presenta la primera los llamaremos ondulatorios y a los segundos los llamaremos fenómenos periódicos. Sin embargo, muchos procesos de interés participan de ambas características.

Un ejemplo de movimiento ondulatorio no periódico se obtiene por medio de una cuerda flexible, pero tensa, uno de cuyos extremos está atado a una pared y el otro sujeto a mi mano. Un movimiento brusco hacia arriba y luego hacia abajo de la mano y una perturbación sale de la mano hacia la pared. Una sola (*figura 6—1*). Después de que la perturbación se refleja en la pared, se afloja la cuerda y se va destruyendo la perturbación. No ha habido ninguna periodicidad.

Otro ejemplo se obtiene en una habitación de ventanas cerradas excepto una pequeña ventanita protegida por una cortina; al abrir o cerrar la puerta se producen unas variaciones de pre-

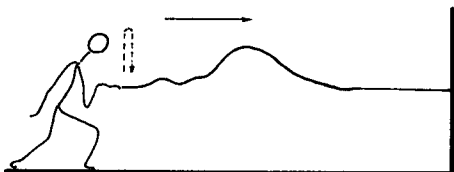


Fig. 6-1. Propagación de una perturbación transversal en una cuerda.

sión del aire del cuarto que repercuten siempre en la ventanita, como lo indica el movimiento de la cortina. Se ha transmitido una perturbación, pero las partículas de aire que estaban junto a la puerta no son las que han llegado a la cortina y la han movido. Más patentes son los ejemplos de movimientos periódicos no ondulatorios —al menos no visiblemente ondulatorios—, especialmente si la periodicidad es anual o casi anual como son infinidad de procesos biológicos.

1. ONDAS PERIODICAS IDEALES: SINUSOIDES

Existe, sin embargo, la idea de que lo “normal” de los procesos ondulatorios es que sean periódicos; parece haber un patrón al que debería ajustarse este tipo de fenómenos para ser perfectos, al menos para ser perfectamente inteligibles. Un patrón de ese tipo es el movimiento armónico simple, del cual vale la pena recordar algunos aspectos.

Tomemos un cuerpo C sostenido por un resorte R en estado de equilibrio (figura 6—2a). Tiremos del cuerpo hasta que se separe una distancia A de su posición de equilibrio (figura 6—2b); al soltar el cuerpo C, éste oscilará a uno y otro lado del punto de equilibrio con una regularidad (en ausencia de todo razonamiento) que define al movimiento armónico simple.

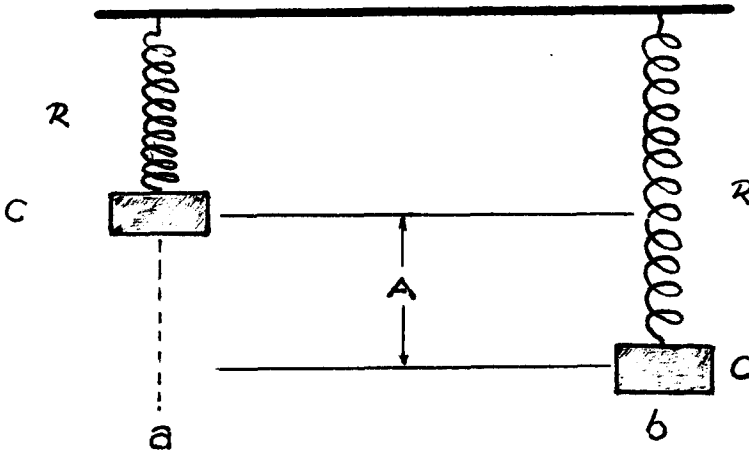


Fig. 6-2. Perturbación del equilibrio de un resorte.

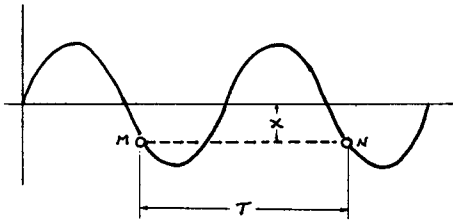


Fig. 6-3. Gráfica de posición-tiempo de un cuerpo con movimiento armónico simple.

La figura 6—3 presenta las variaciones que experimenta, con relación al tiempo, la distancia del cuerpo C a su posición inicial de equilibrio. La función analítica que relaciona esa distancia, x , con el tiempo transcurrido desde el inicio de la perturbación, t , es de la forma $x = A \sin(\omega t + \varphi)$ es decir, se trata de una función sinusoidal.

A veces sucede que cuando una partícula se separa de su posición natural de equilibrio, aparece generalmente una fuerza recuperadora que tiende a restablecer el equilibrio del sistema material al que pertenece la partícula. Mientras esa fuerza actúa entre las diversas partes del sistema, la perturbación se traslada a los elementos materiales vecinos, los cuales se separan también de su posición de equilibrio. Así la perturbación se propaga a partir del punto original utilizando el sistema material como medio transmisor.

Se podría tratar de reproducir una función sinusoidal, no ya al representar la oscilación de una partícula alrededor de un punto que no se traslada, sino al representar la forma que toma el medio propagador de una perturbación. Quizá se podría conseguir con una disposición ideal como la presentada en la figura 6—4a, suponiendo que existe un número indefinidamente grande de cuerpos que cuelgan de resortes iguales.

Al separar inicialmente al primer cuerpo una distancia A de su posición de equilibrio (figura 6—4b) y dejarlo suelto, podría originarse un conjunto de deformaciones en cada resorte, de tal forma que la línea que uniera los diversos cuerpos fuera una senoide (así como la gráfica del desplazamiento de cada uno con respecto al tiempo) (figura 6—4c). Repitiendo los impulsos dados al resorte de la izquierda se podría conseguir que la senoide tuviera una amplitud máxima constante, A , igual a la máxima amplitud de la gráfica desplazamiento-tiempo del primer resorte (y de cualquier otro).

Se supone que todo está preparado para que el tiempo que transcurre entre los impulsos dados al resorte de la izquierda

FENOMENOS ONDULATORIOS Y PERIODICOS

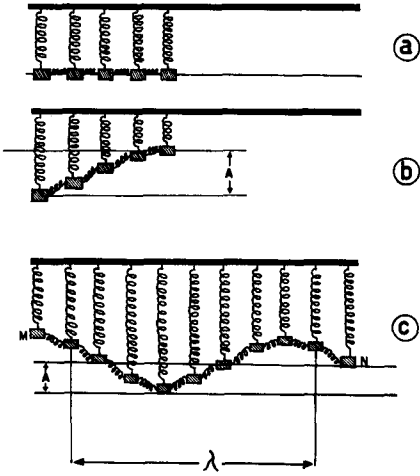


Fig. 6-4. Disposición de resortes que transmiten una perturbación sinusoidal.

sea el mismo tiempo que necesita un resorte para hacer una oscilación completa (un ascenso y un descenso).

La periodicidad de la forma que tiene la *figura 6—3* consiste en una repetición de las mismas situaciones cada cierto tiempo (la escala horizontal es de tiempos); si en un instante dado la partícula está (en el punto m) a una distancia x' de su posición de equilibrio y bajando, al cabo de un tiempo adicional T (período) está a una distancia x' igual y también bajando (posición n).

Si observamos los diferentes cuerpos que cuelgan de los resortes en la *figura 6—4c* comparando sus posiciones verticales respecto de sus puntos de equilibrio, se nota que sus desplazamientos también presentan una repetición; en este caso las situaciones se repiten entre dos resortes cualesquiera que distan una determinada longitud, x , denominada longitud de onda. Los dos resortes, por ejemplo el m y n de la *figura 6—4c*, distan igualmente de la posición de equilibrio y están igualmente subiendo (o bajando).

Viendo en movimiento todo el conjunto de los resortes representados en la *figura 6—4c* se aprecia una traslación de izquierda a derecha de una onda sinusoidal. Si uno se fija solamente en un resorte lo ve subir y bajar y pierde el sentido de movimiento ondulatorio en dirección horizontal del conjunto; lo mismo sucede si uno, mirando un aviso luminoso de una rueda u otra forma móvil, se fija en un solo foco; lo verá simplemente encenderse y apagarse.

Dos crestas (puntos más elevados de la onda) contiguas están en la misma situación que los puntos m y n de la *figura 6—4c*

y, en consecuencia, distan entre sí x , una longitud de onda. Lo mismo se puede decir de los (puntos más bajos) contiguos. La distancia entre el nivel de una cresta y de un valle es la máxima distancia vertical entre dos puntos y se le llama altura de la onda; como se ve es el doble de A , la amplitud.

Así tenemos en el caso de la *figura 6—4c* un movimiento ondulatorio de izquierda a derecha con unos resortes que solamente se mueven verticalmente. El tiempo que tarda el movimiento ondulatorio en recorrer una longitud de onda es el tiempo que tarda la situación del punto m (*figura 6—4c*) en llegar al resorte señalado con n (que está en la misma situación). Ese mismo será el tiempo que tarda este resorte en repetir dos situaciones iguales y, por tanto, el tiempo será T , el período. La velocidad es, pues, $c = \lambda/T$

La velocidad horizontal de la onda resulta ser constante, en claro contraste con la velocidad de los cuerpos individuales sostenidos por resortes, los cuales tienen su máxima velocidad al pasar por sus posiciones de equilibrio y, en los puntos más alto o más bajo, su velocidad se anula para cambiar su sentido.

El movimiento armónico simple, cuya representación gráfica respecto del tiempo es la senoide de la *figura 6—3*, tiene importancia por su relación con otros movimientos, como veremos. Una forma ideal de la ola recuerda mucho la de la *figura 6—4c*; sin embargo, las partículas de agua de dicha forma ideal tienen un aspecto semejante y otro diferente al de los extremos de los resortes: la partícula de agua tiene una componente vertical de la velocidad igual que la originada por el resorte; pero tiene también movimiento de vaivén en el sentido horizontal, lo que no tenían los cuerpos de la *figura 6—4c*.

Se puede ajustar el movimiento del cuerpo C que cuelga del resorte de la *figura 6—5* con el movimiento de una partícula P , girando con velocidad constante alrededor de la circunferencia de centro O , de forma que siempre estén P y C al mismo nivel; esto será consecuencia de que, tanto el movimiento del extremo del resorte como el de la proyección vertical de una partícula que gira con velocidad uniforme, siguen una ley sinusoidal

En efecto, ya que Precorre los arcos con velocidad constante, también es constante su velocidad angular, a la que designamos por ω . Si en el instante de comenzar a contarse el tiempo ($t = 0$) P (y por tanto C) está al nivel de la línea LL y llamamos A al radio de la circunferencia, la altura del punto P viene dada por $x = A \sin \theta = A \sin \omega t$. Si el radio OP formaba ya un ángulo φ con la horizontal al empezar a contarse el tiempo, entonces $x = A \sin (\omega t + \varphi)$. La velocidad angular, ω , se expresa en radianes por segundo y, puesto que una circunferencia tiene 2π radianes, su relación con el período T (tiempo que tarda P en recorrer toda la circunferencia) es $\omega = \frac{2\pi}{T}$

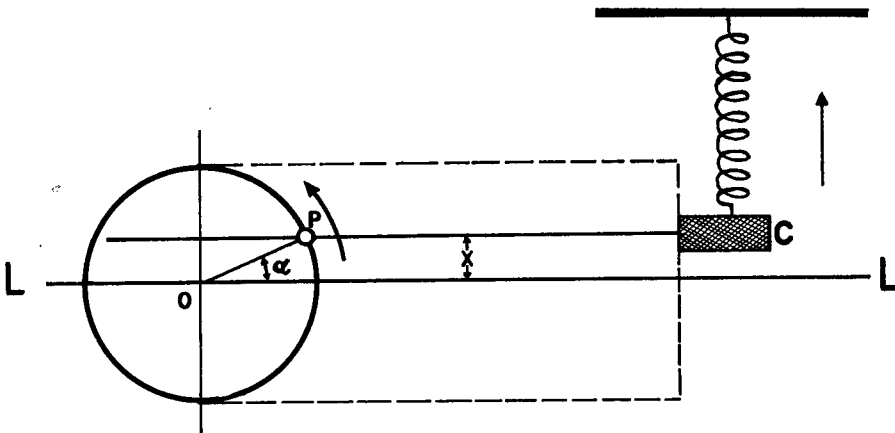
2. OTRAS ONDAS IDEALES

Bascom (1964) describe cómo imagina que pudo ser uno de los primeros descubrimientos acerca del movimiento de las olas: un observador sentado frente al agua clara de una pequeña caleta poco profunda miraba las olas que entraban en la caleta, la atravesaban y morían frente a él. Distráidamente, tiró un palo al agua y observó cómo era subido, bajado, alejado y acercado. La observación fundamental fue que el palito no se movía hacia la playa con las olas sino que mas bien parecía oscilar alrededor de una posición fija.

Podemos pensar nosotros, como lo debió hacer él, que un objeto que está en el agua no sólo experimenta el empuje de flotación debido al principio de Arquímedes, sino que tiende a hacer lo que habría hecho el agua que está desplazando. Las partículas de la ola parecen oscilar, alrededor de un punto, mientras que la ola transporta hacia la playa una forma (y una energía) por medio de un proceso ondulatorio.

La teoría más simple de las olas que llegan a la playa es que las partículas de agua se mueven según circunferencias, de mayor diámetro en la superficie, como lo indica el esquema de Bascom (1959) presentado en la *figura 6-6*, y cuya amplitud va disminuyendo rápidamente al aumentar la profundidad. El trocito de madera o de alga que flota sigue también esta trayectoria aproximadamente.

Fig. 6-5. Movimiento de un punto alrededor de una circunferencia con la proyección vertical de su velocidad ajustada para que coincida con el movimiento de un cuerpo suspendido de un resorte.



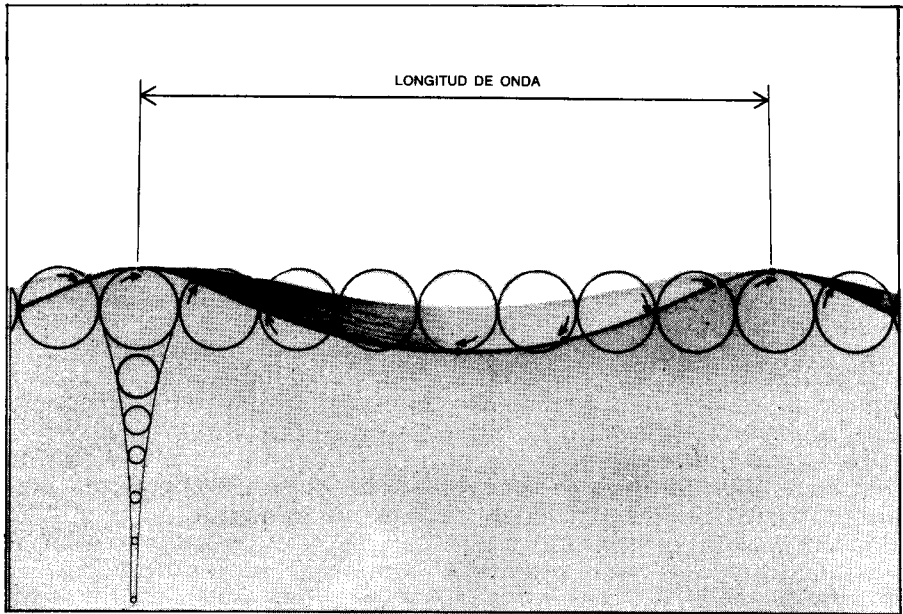


Fig. 6-6. Sección transversal de una onda marina que viaja de izquierda a derecha. Los círculos son órbitas de las partículas de agua en la onda. En la superficie su diámetro iguala a la altura de la onda. A la profundidad de media longitud de onda (izquierda), el diámetro de la órbita sólo es el 4 por ciento del de la superficie (Bascom, 1959).

La forma de la ola originada por un punto de una circunferencia que rueda sobre una línea horizontal sería la correspondiente a la teoría de ondas acabada de citar; esta forma recibe el nombre de trocoide. Para casi todos los casos su diferencia con una senoide es muy ligera.

No se puede poner bastante de relieve toda la importancia del uso de las funciones sinusoidales debido a la utilidad que tiene como la función periódica más sencilla. Si tenemos una función sinusoidal de período 1 seg. y se suma con otras de período 3 segundos y 5 seg. se obtiene una función periódica (no sinusoidal) de período 15 segundos. Naturalmente, esta función periódica se puede descomponer en las tres primitivas que la originaron.

Una razón de la importancia de las ondas sinusoidales es la posibilidad de descomponer una función periódica no sinusoidal en un cierto número de funciones sinusoidales cuyos períodos son: el mismo de la función periódica, su mitad, su tercera parte, etc.

En algunos casos, una función periódica solamente estará bastante aproximada cuando se la sustituya por un número grande de sinusoides; otras veces la aproximación será suficiente al utilizar tres o cuatro componentes sinusoidales.

El procedimiento de descomponer una variación periódica no sinusoidal en una serie de oscilaciones sinusoidales formada por una de la misma frecuencia (la fundamental) y otras de frecuencias que sean múltiplos exactos (componentes armónicas) se denomina análisis armónico, cuyo nombre recuerda una relación con el análisis de los sonidos musicales.

La perturbación que produce en la superficie del agua una onda sinusoidal se suma con las perturbaciones que producen otras ondas sinusoidales de diferentes períodos. En el caso de que todas fueran en la misma dirección ya se formaría una forma resultante compleja. Si no van en la misma dirección, ni son exactamente sinusoidales, la confusión debe crecer. Si uno mira al mar real lo que entiende es cómo es posible que hayan pasado miles de años de observación del mar sin una explicación satisfactoria del movimiento de la superficie.

En el caso de la *figura 6—4* había una perturbación del estado de equilibrio en reposo del resorte. La fuerza recuperadora que se oponía a la perturbación era la fuerza elástica del resorte. Ondas superficiales notables del mar se caracterizan también por el tipo de fuerza que trata de recuperar la situación de equilibrio. Una clasificación de las ondas marinas por fuerzas recuperadoras de mayor influencia coincide aproximadamente con una clasificación por períodos o longitudes de onda.

Ondas de pequeño período y pequeña longitud de onda "corrugan" la superficie con curvas de pequeña curvatura; la principal fuerza restauradora, en que trata de aplanar la superficie, es la misma tensión superficial que produce fenómenos de capilaridad, por lo que estas ondas se llaman capilares. Mayores longitudes de onda corresponden con la fuerza de gravedad que trata de poner al mismo nivel los diversos puntos de la superficie. Estas son las ondas de gravedad.

Haciendo una serie de hipótesis simplificadoras, cuya simple enumeración llenaría una página, se puede llegar a una fórmula que relaciona la velocidad de propagación de una onda de gravedad, con su longitud de onda y la profundidad del fondo. Aproximaciones de esa fórmula ($c^2 = g/k \tanh kh$; donde c es la velocidad, g la aceleración de la gravedad, $k = 2\pi/L$ y $\tanh kh$ es la tangente hiperbólica de kh , siendo h la profundidad) se utilizan separadamente en el caso de que las ondas tengan longitud de onda relativamente larga respecto de la profundidad y en el caso de que la profundidad sea grande respecto de la longitud de onda.

Si la onda se propaga en aguas someras ($h < L/20$) la simplificación resulta $c^2 = gh$ (ya que se supone $th \approx kh$) y la velocidad de la onda, larga respecto de la profundidad, es $c = \sqrt{gh}$. En el caso de ondas cortas con relación a la profundidad, la velocidad queda $c = \sqrt{\frac{gk}{2}}$ (ya que en ese caso $th \approx 1$).

Las ondas someras (largas) van a ser más consideradas aquí que las aguas profundas, (de corta longitud de onda), porque incluyen a las olas que llegan a la playa, por someras, y a las ondas generadas por un sismo, por su gran longitud de onda. Una onda somera que se moviera sobre un fondo de 10 metros de profundidad tendría una velocidad de $c = \sqrt{gh} = \sqrt{9.8 \times 10}$ m/s ≈ 10 m/s = 36 km/h. Si se propagara sobre un fondo de 2.5 metros, $c = \sqrt{2.5 \times 9.8} \approx 5$ m/s = 18 km/h. Una onda producida por un sismo con longitud de onda de 200 km resulta relativamente somera, aun propagándose en un océano de 4,000 metros de profundidad.

Conviene tener presente que la fórmula obtenida para la velocidad de las olas se consiguió condicionada a muchas hipótesis simplificadoras. Además, la fórmula se refiere a ondas individuales, no al resultado de la interferencia de diversos tipos de ondas, como la situación que se presenta generalmente en alta mar; al observar una cresta durante un rato llega un momento en que se pierde de vista porque ya no conserva una individualidad propia. Su notoriedad fue el resultado momentáneo de la suma de muchas ondas parciales que coincidieron en un lugar y ya no coinciden; las ondas componentes que la formaron no son observables.

Esta situación se refiere sobre todo al lugar donde las ondas están siendo creadas por el viento. La fuerza que hace el viento sobre las partículas del agua y sobre la forma de la onda provoca la generación de las ondas clasificadas como capilares y la mayor parte de las clasificadas como de gravedad según la fuerza que trata de restablecer el nivel del agua a la situación de equilibrio no perturbado. Las ondas se pueden clasificar pues, también por las fuerzas perturbadoras, como son las producidas por el viento.

3. ONDAS GENERADAS POR EL VIENTO

Al comenzar a soplar el viento sobre la superficie del agua en calma produce unas ondulaciones de muy corta longitud de onda, denominadas "garras de gato" por algunos marinos; son ondas capilares. Al aumentar el viento se van formando ondas de mayor longitud de onda cuya fuerza recuperadora más importante va convirtiéndose en la fuerza de gravedad. Las olas irán aumentando a medida que crece la velocidad del viento,

el tiempo y la extensión del contacto entre viento y superficie del mar. Esta adquiere esa forma caótica mencionada un poco antes, con unas olas irregulares que son el resultado de la suma de muchas ondas individuales. Las olas en esta situación reciben el nombre de olas de marejada.

Cuando las olas escapan del área de influencia del viento que las engendró, toman una forma más redondeada, más individualizada y su período es mayor, generalmente de más de diez segundos. Estas son las olas de leva a las que se puede aplicar aproximadamente las fórmulas de velocidad halladas para ondas individuales profundas (cortas) o someras (largas), así como la descripción del movimiento de una onda individual de acuerdo con la *figura 6—6*.

Sin embargo, el conjunto de las ondas no se propaga a la velocidad determinada para las ondas individuales que sumadas constituyen las ondas observables. Esta afirmación se entiende mejor con un ejemplo: arrojando una piedra a una superficie de agua tranquila, se observa la formación de un conjunto de círculos en expansión. Una onda, por ejemplo la del círculo interior, corre más de prisa que el grupo de ondas.

Esto solamente es posible si las ondas externas se van extinguiendo al mismo tiempo que se forman nuevas en la parte interior. De este modo el grupo de ondas, y la energía asociada con él, se traslada a una velocidad mayor y las ondas componentes se van dispersando ya que las de longitud de onda larga se adelantan a las de longitud de onda más corta.

Si una onda tuviera un movimiento exactamente de acuerdo con la *figura 6—6*, habría una relación definida entre la velocidad de una partícula de agua, C_p , y la velocidad de la forma de la ola, C_f . En efecto, en el tiempo determinado por un período, T , la forma de la ola recorre una longitud de onda, L , luego su velocidad es $C_f = L/T$; en ese tiempo la partícula ha recorrido una circunferencia cuyo radio es la amplitud, A , y cuyo diámetro es la altura, H , de la ola: su velocidad es, pues, $C_p = \frac{2\pi A}{T} = \frac{2\pi H}{T}$. Por tanto, $C_p = \pi \frac{H}{L} C_f$. Como H es mucho menor que L , la velocidad de la partícula es mucho menor que la velocidad de la forma de la onda.

Las olas de leva, alejadas del influjo del viento, corren en la dirección del viento que las impulsó con velocidades mayores cuando es mayor la longitud de onda, mientras la profundidad es grande. Los puntos de la costa a los que llegan las olas pueden servir de orientación para averiguar los lugares de formación de las olas de leva. En el caso de nuestras costas, son frecuentes olas más altas y "bravezas" en el sur, así como en el norte de Chile. Al acercarse a la costa la profundidad disminuye y la velocidad de la ola se hace dependiente de esa profundidad.

A medida que la onda se interna en aguas menos profundas la velocidad de la onda disminuye, aunque su período no se

altera; por lo que la longitud de onda disminuye; esto, unido al aumento de altura de la ola produce una pendiente (relación H/L) mucho mayor que va haciendo inestable la onda; las partículas de agua ya no recorren órbitas circulares. Cuando la profundidad se reduce a 1.3 veces la altura de la ola, ya no encuentra bastante agua en la parte somera que tiene delante y comienza a romperse.

Una particularidad interesante del movimiento de las partículas de agua de la superficie es que, en la zona de rompientes, la velocidad ya no es la oscilación del palito alrededor de un punto casi fijo, típico de la ola de leva (siempre se movía un poco hacia la playa) sino que el acercamiento a la playa es tan rápido como la ola y la cresta de la ola puede arrastrar rápidamente a un palito, o a un tablista (figura 6-7).

Como se sabe, las olas se concentran en determinados lugares, incluso en una playa de contorno recto. El motivo está asociado a la topografía del fondo; como se decía en el capítulo primero, todas las ondas luminosas, sonoras, etc., tienden a concentrarse hacia la zona en la que se propagan con velocidad menor. En el caso de las olas se concentrarán hacia los lugares donde la profundidad sea menor, es decir, donde el relieve del fondo es más elevado ($c = \sqrt{gh}$).

Fig. 6-7. Olas de rompiente en forma de voluta. La playa es próxima a Lima. (De Informe, 23 de Diciembre 1971).



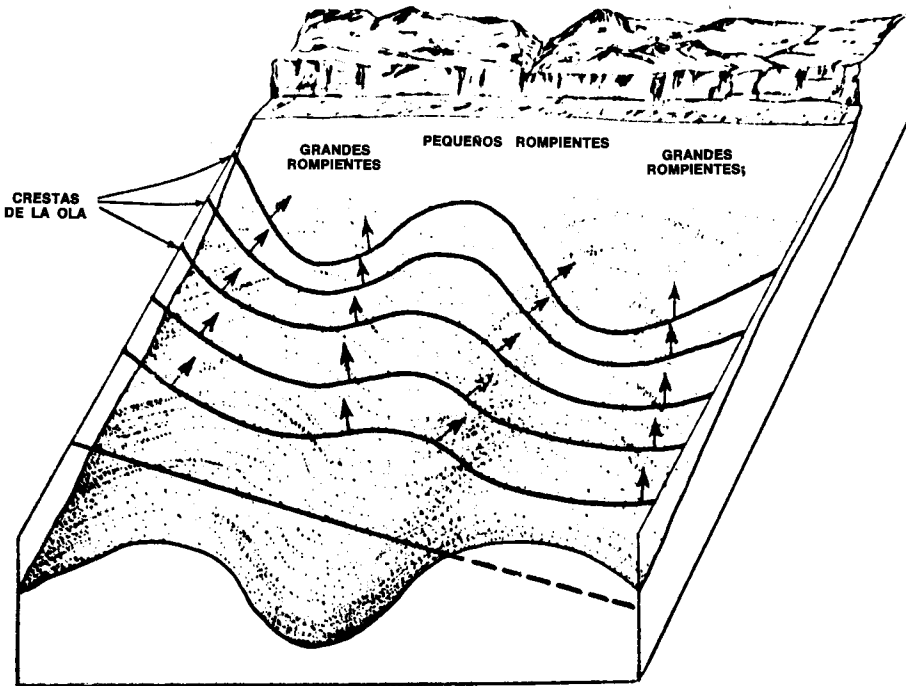


Fig. 6-8. Curvatura de la cresta de la ola en relación con la topografía submarina. Las flechas indican la dirección preferente de la energía de las olas dirigida hacia los umbrales del relieve submarino (Shepard, 1967).

Supongamos que el relieve del fondo tiene forma acanalada con crestas y valles que corren paralelos entre sí y perpendiculares a la playa (figura 6-8). La onda enviará la mayor parte de su energía hacia los lugares de menor profundidad produciéndose una convergencia sobre los lomos y una divergencia sobre los valles, lo que se pondrá de manifiesto por la altura mayor de las olas en la zona más somera, donde habrá también más arrastre de agua hacia la playa. Sobre el valle es de esperar que haya corriente de resaca hacia el mar, contra la que no es prudente nadar, sino más bien nadar paralelamente a la playa para salir de ella.

Los fenómenos de oleaje y rompientes afectan a la seguridad de obras portuarias y de vidas humanas y están relacionados con procesos que generalmente son del campo del geólogo.

4. OTRAS ONDAS SUPERFICIALES

En el extremo de menor período de las ondas que estamos tratando se encuentran las capilares, cuya fuerza recuperadora principal es la tensión superficial, y luego las ondas de gravedad. Las primeras y casi todas las segundas son generadas por el viento. Ondas, en las que la gravedad es una importante fuerza recuperadora del equilibrio, de mayor período, son las generadas por fuertes tormentas y por tsunamis, palabra japonesa usada por los no japoneses para significar una onda de origen sísmico que progresa sin perturbación.

Tanto las ondas de origen en fuertes tormentas como los tsunamis son ondas de muy pequeña inclinación debido a su gran longitud de onda, que se propagan con velocidades dadas aproximadamente por $c = \sqrt{gh}$. Los tsunamis son las olas de superficie más rápidas, cuando se propagan sobre cuencas oceánicas de más de cuatro mil metros. El tsunami del primero de abril de 1946, procedente de las Aleutianas viajó por el Océano Pacífico a la velocidad de unos 750 km/h.

En nuestras costas se han sentido daños importantes provocados por uno y otro tipo de ondas, las cuales transportan la energía de un modo poco aparente hasta llegar a una profundidad relativamente pequeña donde producen olas de gran magnitud.

La llegada de los tsunamis se puede predecir teniendo en cuenta que las perturbaciones sísmicas que las producen se pueden registrar por medio de sismógrafos. La United States Coast Guard tiene una red de sismógrafos, red que incluye al Perú, que sirve para advertir la llegada de un tsunami: por medio de una triangulación se puede ubicar el centro de la perturbación y si está localizado en el mar debe actuar un sistema de alarma (la onda sísmica llega al sismógrafo a una velocidad que es unas veinte veces mayor que la del tsunami).

Las olas destructivas de origen tormentoso, más frecuentes en nuestro litoral, podrán ser advertidas por medio de oportunas observaciones hacia las latitudes de los 35°S en el Océano Pacífico. La falta de rutas comerciales por esas latitudes será seguramente superada con ayuda de observaciones de satélites. Esto va siendo cada vez más urgente dada la tendencia mundial de aumento de la población que vive cerca de las costas.

Los tsunamis, engendrados por fallas geológicas, corrimientos de tierras o erupciones volcánicas, pueden producir grandes desastres si no existe suficiente atención al sistema de alarma. Hace cerca de un siglo hubo una ola que barrió la Bahía de Bengala dejando 200,000 muertos (Bascom, 1959). En alguna ocasión el sistema de alarma actuó en sentido negativo al excitar la curiosidad de la gente que se precipitó hacia la playa para ver la ola gigante.

5. MAREAS

Al seguir aumentando el período de las ondas nos encontramos con las mareas. El período de un tsunami es del orden de los quince minutos; el período principal de la marea es de 12 horas 25 minutos, correspondiendo con el período lunar. El rítmico subir y bajar de las aguas, aproximadamente dos ciclos completos en un día, es un fenómeno familiar a los habitantes de nuestras costas, especialmente por el consiguiente avance y retroceso horizontal en las playas.

Estas ondas ya no tienen a la fuerza de gravedad como importante fuerza recuperadora del equilibrio de la superficie, sino más bien es la atracción gravitatoria de la Luna y el Sol la fuerza perturbadora que genera las mareas. Entre las fuerzas recuperadoras cabe citar la fuerza de Coriolis que, en este caso, puede actuar sobre una gran masa de agua moviéndose en una dirección definida.

Las condiciones que influyen en la altura de la marea son complejas y no son solamente de tipo astronómico sino que influyen la forma de las cuencas oceánicas y diversas características de las costas y mares interiores. Por ello, puede suceder que dos áreas próximas tengan diferente oscilación de altura de la marea. Si están conectadas, se formarán las llamadas corrientes de marea, más notables cuando la comunicación entre las áreas es estrecha, pues se producen corrientes muy intensas.

La relación entre las mareas y el movimiento de la Luna alrededor de la Tierra data de épocas muy antiguas, aunque el propio Galileo no acababa de creerlo. Las mareas altas, o las mareas bajas, ocurren con una diferencia de tiempo frecuentemente igual a la de medio día lunar (12 horas 25 minutos); este fenómeno se ligó a la atracción de la Luna como más importante que la del Sol.

El Sol atrae a la Tierra —y a cualquier partícula de ella— con una fuerza que es casi doscientas veces mayor que la fuerza con que le atrae la Luna. Sin embargo, no es esta la característica más decisiva, sino la diferencia de atracciones que la Luna o el Sol producen sobre los distintos puntos de la Tierra. La diferencia entre la fuerza con que el Sol actúa sobre el extremo más cercano y el más alejado de la Tierra es menor que la que existe entre las fuerzas de la Luna, al actuar sobre puntos más alejados y más próximos a ella de la Tierra. Por ello la influencia del Sol es aproximadamente el 46% de la de la Luna.

Más apropiado que decir que la Luna gira alrededor de la Tierra sería decir que ambas giran alrededor de su centro de gravedad (el cual cae dentro de la esfera terrestre). La fuerza de atracción está equilibrada por la fuerza centrífuga de la rota-

ción, pero solamente para el conjunto de uno de los astros o para el centro de uno de ellos.

Por ello, una partícula de la Tierra que está más cerca de la Luna que el centro de la Tierra experimenta mayor atracción hacia la Luna que la correspondiente al equilibrio; de este modo, si las partículas pueden moverse, tenderán a formar una protuberancia dirigida hacia la Luna (una tendencia hacia la pleamar en esa parte). Una partícula más alejada de la Luna que el centro de la Tierra experimenta mayor fuerza centrífuga y tiende a alejarse de la Luna (tendencia a formar también una pleamar) según el esquema más simple de la formación de dos pleamares en los extremos del diámetro de la Tierra dirigido hacia la Luna. Las fuerzas resultantes de la diferencia entre la de atracción y la centrífuga tienen una componente horizontal (tangente a la superficie terrestre) y otra vertical (hacia el centro de la Tierra) para cada partícula. Esta última representa una variación muy pequeña comparada con el peso de la partícula y bien contrarrestada y, por tanto es despreciable. El efecto principal es el de la componente horizontal.

Las complicaciones que hay que considerar son innumerables. Una es la actuación del Sol, acerca de la cual se puede hacer el mismo razonamiento. Las elevaciones que tienden a producir ambos astros se suman cuando Sol, Luna y Tierra están en la misma línea recta o aproximadamente (luna nueva o luna llena), lo que producirá mareas de mayor amplitud. Si están formando ángulo recto (en cuadratura) sus efectos se contraponen ocurriendo mareas de menor amplitud.

Por otra parte el plano de giro de la Tierra alrededor del Sol y de la Luna alrededor de la Tierra forman un ángulo un poco mayor de 5° (los eclipses no son tan frecuentes), por lo que la posición relativa de los astros depende también de su situación respecto de la línea de intersección de estos planos. El ángulo que forma la posición de la Luna (declinación) respecto del ecuador terrestre oscila de 28°N a 28°S ; la declinación del Sol oscila entre $23\ 1/2^\circ\text{N}$ y $23\ 1/2^\circ\text{S}$; el período de la primera es aproximadamente un mes; de la segunda, un año.

Por otra parte, las distancias no son constantes, ya que las trayectorias no son circulares. Complicaciones más importantes surgen del hecho de considerar formas de las cuencas oceánicas, comunicación de bahías con el océano y otros motivos que hacen que en algunos lugares predominen mareas que no tienen período dominante de medio día sino de aproximadamente un día.

La fricción del fondo sobre el océano realiza una fuerza para desplazarla respecto de la Luna, de forma que la protuberancia en que consiste la pleamar tiende a situarse, no bajo la Luna sino después de que ha pasado.

El intervalo de tiempo que transcurre entre el paso de la Luna por un determinado lugar y el momento de la pleamar, es cons-

FENOMENOS ONDULATORIOS Y PERIODICOS

tante para cada punto de la costa y recibe el nombre de "Establecimiento de Puerto". Por ejemplo, cuando se dice que el Callao tiene un establecimiento de puerto de 5 horas, 36 minutos, se quiere decir que la pleamar sucede después de 5 horas 36 minutos del paso de la Luna por dicho lugar.

La acción de la fuerza de Coriolis debe considerarse también. El resultado total es de extrema complejidad como puede observarse de las líneas que muestran los puntos que presentan pleamar al mismo tiempo (líneas cotidales) dibujadas en la figura 6—9. De esta figura puede deducirse que, en general, porque no abarca detalles, las pleamares (y las bajamares) van sucediéndose a lo largo de nuestras costas (y las de Chile) de norte a Sur.

El Cuadro 6—1, tomado de Schweigger (1964) da los valores de establecimiento de puerto, hora de pleamar (tomada a partir de un día en que en Talara fue a las 12 horas con propósitos comparativos), y oscilación de la marea cuando el Sol y la Luna están en línea con la Tierra (aguas vivas o mareas de sicigias) o en cuadratura (aguas muertas).

Cuadro N° 6-1

PUERTO	E. de P. hs. min.	Hora de pleamar	marea total en m.	
			aguas vivas	aguas muertas
Talara	3 13	1200	1.58	1.22
Paita	3 25	1212	1.49	1.16
Puerto Bayovar	3 15	1221	1.37	1.07
Eten	3 55	1256	1.19	0.91
Puerto Chicama	4 05	1303	1.07	0.82
Chimbote †	4 19	1326	0.91	0.70
Huarmey	4 45	1338	0.88	0.67
Huacho	5 10	1400	0.79	0.61
Callao	5 36	1424	0.73	0.61
Pisco	6 15	1500	0.76	0.58
San Juan	8 03	1644	0.82	0.61
Matarani	8 19	1718	0.82	0.64
Ilo	8 10	1720	0.88	0.72

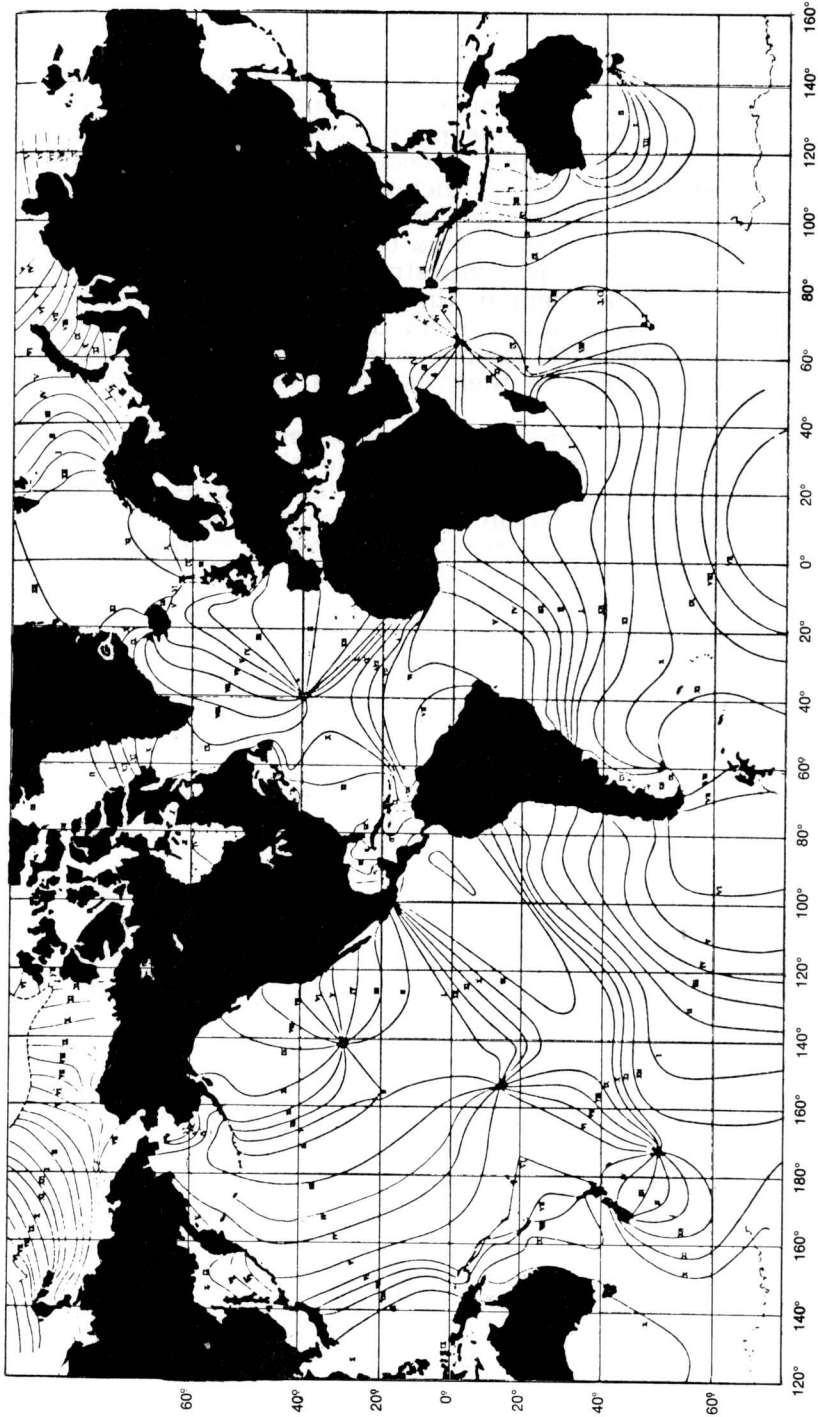


Fig. 6-9. Líneas cotidales semidiurnas, según R. A. Harris (Von Arx, 1962).

FENOMENOS ONDULATORIOS Y PERIODICOS

En el segundo capítulo se dijo que la complicación que surgiría al estudiar el movimiento de un cuerpo sobre la Tierra, teniendo en cuenta la rotación, sería tan grande que era preferible considerar una fuerza ficticia adicional denominada de Coriolis y suponer a la Tierra carente de rotación. Así se puede estudiar el movimiento de un modo más simple.

Las dificultades de tener en cuenta todas las circunstancias que afectan a las mareas en un determinado punto de la costa son mucho más complicadas todavía; además existen perturbaciones meteorológicas que influyen en el nivel del mar (*figura 4—1*) no periódicas que oscurecen más el fenómeno de la marea. Por ello se buscó abordar el problema de un modo diferente.

Promediando las observaciones de la altura de la marea en un lugar fijo durante muchos años se puede reducir al mínimo la influencia de los agentes meteorológicos y obtener una variación del nivel complicada, pero sensiblemente periódica.

Una función periódica puede ser descompuesta por medio del análisis armónico en una serie de variaciones periódicas sencillas. Esto se puede hacer para determinados lugares y luego se puede contrastar con las observaciones de modo que el análisis armónico sea más exacto. En el *Cuadro 6—2* se presentan algunos términos importantes del desarrollo.

<i>Cuadro N° 6- 2</i>			
<i>Componentes</i>	<i>Simbolo</i>	<i>Periodo en hrs.</i>	<i>Velocidad angular*</i>
Algunos términos semidiurnos importantes			
Lunar principal	M ₂	12.42	2 (g — s)
Solar principal	S ₂	12.00	2 (g — e)
Elíptica lunar mayor	N ₂	12.66	2g — 3s + p
Luni-solar	K ₂	11.97	2g
Algunos términos diurnos importantes			
Luni-solar	K ₁	23.93	g
Lunar principal	O ₁	26.87	g — 2
Solar principal	P ₁	24.07	g — 2e
Términos importantes de período largo			
Lunar semimensual	M _f	327.86	2s
Lunar mensual	M _m	661.30	s — p
Solar semianual	S _{sa}	2191.43	2e
* e = movimiento del sol; s = movimiento de la luna; g = rotación de la tierra; p = movimiento del perigeo lunar.			

De esta manera se consigue una réplica de la marea real suponiendo que fuera creada por una serie de astros ficticios de diversos períodos (diversas frecuencias que pueden representarse por la velocidad angular).

Haciendo este cálculo en diversos lugares, se pueden interpolar resultados para puntos intermedios. En el Perú existen mareógrafos en cinco localidades (Talara, Chimbote, Callao, San Juan y Matarani) y de sus datos se pueden deducir resultados para otros puertos, lo que sirve para predecir las mareas en todos ellos. La Dirección de Hidrografía y Faros publica anualmente estas predicciones.

6. ONDAS INTERNAS

Jacques Piccard escribía en *Paris Match* (6 setiembre de 1966) acerca de su viaje de treinta días dentro del corazón de la Corriente del Golfo en un laboratorio submarino, el mesoscafo, dos meses antes: *"Los oceanógrafos conocen bien las ondas internas, pero vivir con ellas es impresionante. El 23 de julio, por ejemplo, siempre flotando como un ludió, habíamos experimentado un salto de 50 metros en 7 minutos y medio! Ken nos tranquiliza. Ha visto tamañas amplitudes en períodos todavía menores, de dos minutos!*

"Al día siguiente íbamos a descender de golpe 40 metros y subir enseguida 60 metros en menos de diez minutos, todo esto, por cierto, sin tocar nuestro propio equilibrio, sino simplemente con el agua que sube y baja por su cuenta".

Como puede apreciarse de este relato, en el seno de las aguas existen ondas, cuya amplitud de oscilación supera con mucho a las ondas de superficie. La ola de tormenta más alta de que se tiene noticia es un registro que parece alcanzar a los 30 metros.

Las ondas superficiales se producen en el límite de separación de dos fluidos de densidad notablemente diferente: el agua y el aire. No es necesario que el cambio de densidad sea tan brusco para que se pueda generar ondas. Existen oscilaciones ondulatorias en el seno del líquido, especialmente donde la densidad cambia rápidamente con la altura: la pycnoclina que coincide aproximadamente con la termoclina.

El modo más fácil de detectar las ondas internas no es introducirse en un mesoscafo como Piccard, sino apreciar la oscilación vertical de la temperatura del agua. También se puede descubrir gracias a la fluctuación vertical de otras características (salinidad, contenido de oxígeno disuelto, etc.), pero la temperatura es lo más fácil de medir.

Uno podría pensar al medir la temperatura a una profundidad constante, que los valores de temperatura aumentarían con el calor del día y se enfriarían por la noche, suponiendo que se tratara de un proceso térmico. En ese caso la temperatura ten-

FENOMENOS ONDULATORIOS Y PERIODICOS

dría un período de oscilación de un día completo; sin embargo, el período dominante no se aproxima a un día sino generalmente a mediodía, el período de las fuerzas productoras de las mareas.

Las observaciones que se han hecho en el Perú de ondas internas han tenido las ubicaciones señaladas en la *figura 6-10*, donde los números indican el crucero en el que se realizaron (en enero de 1962 y febrero de 1963).

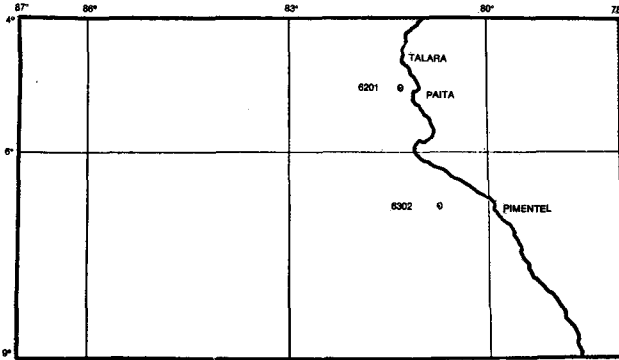
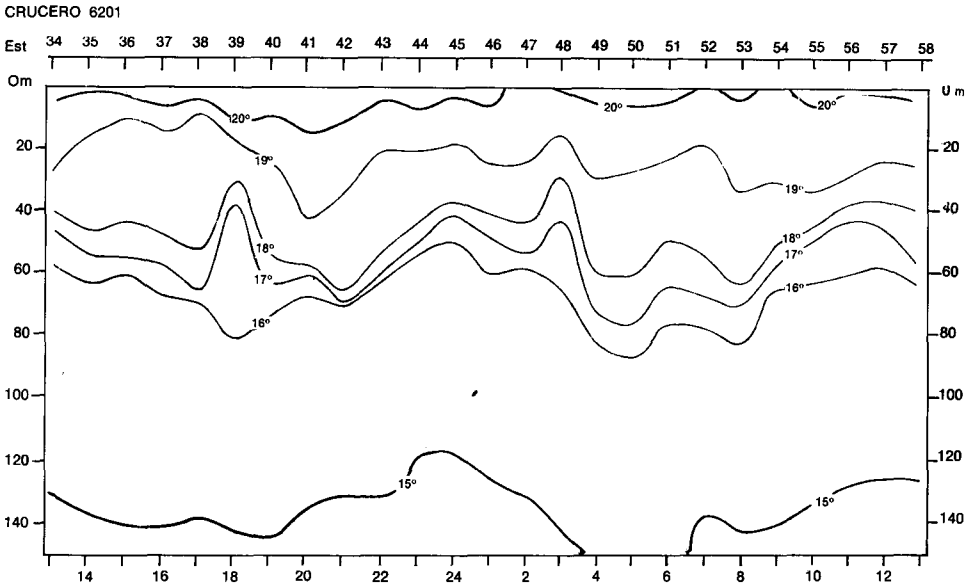


Fig. 6-10. Posiciones escogidas para analizar las ondas internas.

Fig. 6-11. Variación de la temperatura respecto del tiempo, en la capa de los primeros 150 metros de profundidad, frente a Paita.



HISTORIA MARITIMA DEL PERU

El BAP *Bondy* del Instituto del Mar (entonces Instituto de Investigación de Recursos Marinos) tomó datos de temperatura, salinidad y oxígeno disuelto; pero los datos de temperatura se tomaron con más frecuencia. El barco estuvo estacionado por unas 25 horas y el batitermógrafo tomó valores de la temperatura cada dos horas. Las *figuras 6-11* y *6-12* muestran las variaciones verticales de la temperatura.

Mugica (1969) hizo el análisis armónico de la isoterma de 18°C, hallando que el período dominante era el de la marea en ambos casos y que, comparando los resultados de los dos años, las oscilaciones más señaladas se encuentran en la estación más cercana a la costa, lo que coincide con los resultados hallados para la plataforma continental que se halla a lo largo de la Corriente de California (Reid, 1956).

El tema de las ondas internas está todavía sin desarrollar suficientemente; su interés es importante para todas las operaciones que estén afectadas por el campo de temperatura: acústica, cálculo de velocidades de corrientes, etc.

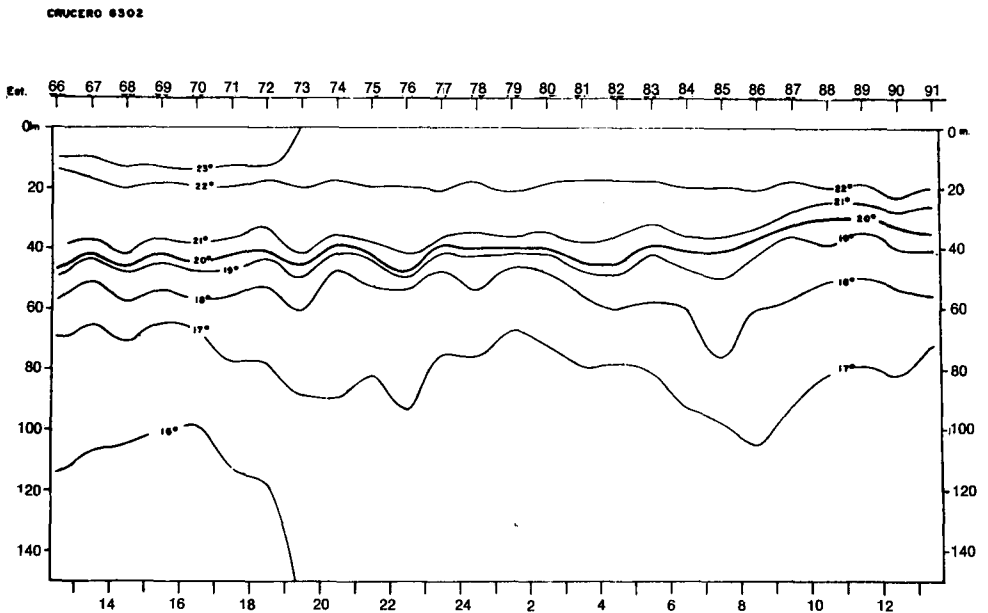


Fig. 6-12. Variación de la temperatura respecto del tiempo, en la capa de los primeros 150 metros de profundidad, frente a Pimentel.

BIBLIOGRAFIA

- ARMSTRONG, F. A. J. — *Phosphorus Chemical Oceanography*. Academic Press, 1965; pp. 323-364.
- BARRY, R. G. y R. J. CHORLEY. — *Atmosphere, weather and climate*. Methuen and Co. Ltd., 1968; p. 319.
- BASCOM, W. — *Ocean Waves*. Scientific American, 1959; Vol. 201.
- BASCOM, W. — *Waves and Beaches*. Anchor Books, New York, 1964; p. 268.
- BENNETT, E. B. — *Monthly charts of surface salinity in the eastern tropical Pacific Ocean*. (In Spanish and English) Bull. Interamer. Trop. Tuna Comm., 1966; 11 (I). 44 pp.
- BJERKNES, J. — *"El Niño" Study Based on Analysis of Ocean Temperatures 1935-1937*. Bull. Inter-Amer. Trop. Tuna Comm., 1961; pp. 219-303.
- BJERKNES, J. — *Oceanwide variations in water temperature and heights of sea level related to the Peruvian El Niño of 1957-58*. I Sem. latino-amer. Océano Pac. or Univ. San Marcos; Lima, 1964, pp. 9-17.
- BJERKNES, J. — *Survey of "El Niño" 1957-58 in its relation to tropical Pacific Meteorology*. Inter-Amer. Trop. Tuna Comm., 1966; Bull. 12 (2), pp. 1-42.
- BJERKNES, J. — *A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature*. Tellus, 1966b; XVIII, 4, pp. 820-829.
- BONATTI, E. y G. ARRHENIUS. — *Pleistocene eolian sedimentation in the Pacific of the coast of Mexico*. Marina Geology, 1965.
- BRANDHORST, W. — *Las condiciones oceanográficas y la pesca de anchoa en la zona norte de Chile*. I Sem. latino-americano Oc. Pac. or Univ. San Marcos; Lima, 1964; pp. 17-28.
- CHARNEY, T. G. — *Non-linear theory of a winddriven homogeneous layer near the Equator*. Deep Sea Res. 6, 1960; pp. 303-310.
- COCHRANE, J. D. and S. ZUTA. — *Equatorial Currents East of the Galapagos Island in February-March 1967*. Texas A. & M. University, Dept. of Oceanogr., 1968.
- CROMWELL, T. and J. L. REID, Jr. — *A study of Oceanic Fronts*. Tellus, 1956; Vol. 8 (1), pp. 94-101.
- DIETRICH, G. y K. KALLE. — *Allgemeine Meereskunde*. Berlin, Gebrüder Borntraeger, 1957, 492 pp.
- FICKER, H. — *Veröff. Meteor.* Inst. Berlin, 1936; Vol. 1 No. 4.
- FLORES, L. A., O. GUILLEN y R. VILLANUEVA. — *Informe preliminar del Crucero de Invierno 1965*. Inst. del Mar del Perú, Callao, 1966; N° 11, abril.
- FORSBERG, E. D. y J. JOSEPH. — *Biological Production in the Eastern Pacific Ocean*. Bull. Inter-Amer. Trop. Tuna Comm., 1964; Vol. 10, N° 2.
- FRASER, R. — *La tierra, el mar y la atmósfera*. Edic. Tau., Barcelona, 1965, 158 pp.
- GARBELL, M. A. — *Tropical and equatorial meteorology*. Pitman, London, 1947, 237 pp.
- GUILLEN, O. y L. A. FLORES. — *Exploración de la región marítima Máncora-Callao-Arica, Crucero 6504*. Inf. Inst. del Mar del Perú, Callao, 1965; N° 4, mayo.
- GUNTHER, E. R. — *A report on Oceanographical Investigations in the Peru Coastal Current*. Discovery Rep. 13, Cambridge, 1936.
- HIDAKA, K. — *Mass transports in ocean currents and the lateral mixing*. Geoph. Notes, Tokyo Univ., 1949; 2, 3, pp. 1-4.
- HIDAKA, K. — *Computation of the wind stresses over the oceans*. Rec. oceanogr. Wks., Jap., 1958; 4 (2), pp. 77-123.
- HOLT, S. J. — *The food resources of the ocean*. Scientific American, 1969; 221, pp. 178-194.
- INSTITUTO DEL MAR DEL PERU. — *Memoria anual de 1969*; Callao, 1970, p. 76.

HISTORIA MARITIMA DEL PERU

- ISAACS, J. D. — *The nature of oceanic life*. Scientific American, 1969; 221, pp. 146-162.
- KOPPEN, W. — *Handbuch der Klimatologie*. I-C Borntäger, Berlin, 1936, p. 44.
- KNAUSS, J. A. — *Subsurfaces ocean currents*. Research in Geophysics, MIT Press, 1965; pp. 271-290.
- LAHEY, J. F. — *On the origin of the dry climate in Northern South American and Southern Caribbean*. Ph. D. Thesis, University of Wisconsin, 1958.
- LETTAU, H. H. — *Small to large-scale features of boundary layer structure over mountain slopes*. Proc. Symp. Mountain Met. Fort Collins. Colorado, 1967, p. 74.
- LOBELL, M. J. — *Some observations on the Peruvian Coastal Current*. Trans. Amer. Geophys. Union, 1942, 2, pp. 332-336.
- LYDOLPH, P. E. — *A comparative analysis of the dry western littorals*. Annals of the Association of American Geographers, 1957; Vol. 47, N° 3, pp. 213-230.
- LYDOLPH, P. E. — *On the causes of aridity along a selected group of coasts*. Simposium sobre desiertos costeros; Lima, 1967; p. 7.
- MC LELLAN, H. — *Elements of Physical Oceanography*. Pergamon Press, 1965; p. 150.
- MOLLER, F. — *Vierteljahrkarten des Niederschlags für die ganze Erde*. Petermann's Geographischen Mitteilungen. 95 Jahrgang, 1951; pp. 1-7.
- MONTGOMERY, R. B. — *Water characteristics of Atlantic Ocean and World Ocean*. Deep Sea Res. 5, 1958; 13-148 pp.
- MONTGOMERY, R. B. — *Salinity and residence time of subtropical oceanic surface water*. The Rossby Memorial Vo. The Rockefeller Institute Press, New York, 1959; pp. 143-146.
- MONTGOMERY, R. B. y E. D. STROUP. — *Equatorial waters and currents at 15° W in july-august 1952*. Johns Hopk oceanogr. Stud, 1962; I, p. 68
- MUGICA, R. — *Ondas internas en el Mar Norte del Perú*, en *El Mercurio Peruano*, Universidad de Piura, 1969; N° 478, p. 15.
- MUNK, W. H. — *On the wind-driven ocean circulation*. J. Meteorol. 7, 1950; N° 2, 79-93.
- MUNK, W. H. — *The circulation of the oceans*. Scientific American, 1955, Vol. 193.
- MURPHY, R. C. — *Oceanic and climatic phenomena along the west coast of South America during 1925*. Geogr. Rev., 1926; 16, pp. 26-54.
- NEIBURGER, M. — *Final Report*. Subtropical Pacific Meteorology Project. Office of Naval Res., NR 082-065, 1958, p. 26.
- PROHASKA, F. — *Climatic consequences of the inversion layer at the Peruvian Coast*. 19th. Ann. Meeting, Ass. Amm. Geogr., 1968a, pp. 1-5.
- PROHASKA, F. — *The inversion layer at the Peruvian Coast*. 7th. Nat. Fall Meeting., Am. Geoph. Un., 1968b.
- REID, J. L., Jr. — *Observations on internal tides in October 1950*. Trans. Amer. Geophys. Un. 37, 1956; pp. 278-286.
- REID, J. L., Jr. — *Oceanography of the northeastern Pacific Ocean during the last ten years*. CCOFI-Repts., Vol 7, 1 Jan, 1958 to 30 June 1959; pp. 77-90.
- REID, J. L., Jr. — *Intermediate waters of the Pacific Ocean*. Johns Hopkins Oceanogr. Studies, 1965; N° 2, pp. 1-85.
- RIEHL, H. — *Tropical Meteorology*. Mc Graw-Hill, New York, 1954; p. 392.
- RIEHL, H. — *Introduction to the atmosphere*. Mc Graw-Hill, New York, 1965; p. 365.
- RODEN, G. T. — *On sea level, temperature and salinity variations in the Central Tropical Pacific and on Pacific Ocean Islands*. Journal of Geoph. Res., 1963; Vol. 68, N° 2, pp. 455-472.
- SCHAEFER, M. B. — *Oceanography and the Marine Fisheries*. Canadian Fisheries Reports, 1965; 5, pp. 29-35.
- SHEPARD, F. P. — *La Tierra bajo el Mar*. Ediciones Omega, Barcelona 1967; 292 pp.

BIBLIOGRAFIA

- SCHOTT, G. — *Physische Meereskunde*. Sammlung Goschen, Walter de Gruyter & Co., Berlin, 1924.
- SCHOTT, G. — *Der Peru-Strom und seine nordlichen Nachbargebiete in normaler und abnormaler Ausbildung*. Ann Hidrographie u, Marit Meteorologie, 1935; 59, pp. 161-253.
- SCHWEIGGER, E. H. — *Vientos marinos y su influencia en el continente*, en Vol. Jubilar XXV aniversario Soc. Geol. del Perú, Lima 1949, p. 22.
- SCHWEIGGER, E. H. — *El litoral Peruano*. Univ. Nac. Federico Villarreal Lima, 1964, pp. 1-414.
- SMITH, R. L. — *Upwelling*. Oceanogr. Mar Biol. Ann. Rev., 6, 11-46 Harold Barnes, Ed. Publ. George Allen and Unwin Ltd., London, 1968.
- STEWART, R. W. — *The atmosphere and the ocean*. Scientific American, 1969; 221, pp. 76-86.
- STOMMEL, H. — *The westward intensification of wind driven ocean currents*. Trans. Amer. Geophys. Un., 1948; 29, pp. 206 y sigts.
- STOMMEL, H. — *A survey of Ocean current theory*. Deep-Sea Res., 1958; 4, pp. 149-184.
- STOMMEL, H. — *The large-scale oceanic circulation*. Advances in earth sciences. Hurley, Ed MIT Press, 1965; pp. 175-184.
- SVERDRUP, H. V. — *Wind-driven currents in a baroclinic ocean; with application to the equatorial currents of the eastern Pacific*. Proc. Nat. Acad. Sci., 1949; 33, pp. 318-326.
- SVERDRUP, H. V. — *The place of physical oceanography in oceanographic research*. Journal Mar. Res., 1955; 14, 292.
- SVERDRUP, H. V., M. W. JOHNSON & R. H. FLEMING. — *The Oceans, their physics, chemistry, and general biology*. New York, Prentice-Hall, 1942; M 42; 1087 pp.
- TSUCHIYA, M. — *Upper Waters and Circulations of the Intertropical Pacific Ocean*. Johns Hopkins Oceanographic Studies, 1968; N° 4, 50 pp.
- UNITED STATES, WEATHER BUREAU, DEPARTAMENT OF AGRICULTURE *Atlas of Climatic charts of the oceans*. W. B., 1928, N° 1247.
- VONARX, W. S. — *An introduction to Physical Oceanography*. Addison Wesley 1962; 422 pp.
- WHITE, W. B. — *The Equatorial Undercurrent, the South Equatorial Counter-current, and their extension in the South Pacific Ocean East of the Galapagos Islands, during February-March 1967*. — Tech. Rept., ONR Contract Nonr. 2119 (04). Texas A. & M. Univ., Dept. of Oceanogr., 1969; Ref. 69-4-T; 74 pp.
- WOOSTER, W. S. — "El Niño" Calif. Coop. Ocean. Fisch. Invest. Rept. 7, 1960; pp. 43-45.
- WOOSTER, W. S. — *Step I Expedition, 15 September to 14 December 1960*. Univ. Calif. Scripps Inst. Oceanogr., 1961; Ref. 61-9, 50 pp.
- WOOSTER, W. S. & T. CROMWELL. — *An Oceanographic description of the Eastern Tropical Pacific*. Bull. Scripps. Inst. Oceanogr. Univ. Calif., 1958, 7, pp. 169-282.
- WOOSTER, W. S. and M. GILMARTIN. — *The Peru-Chile Undercurrent*. J. Mar Res. 19 (3): 1961; pp. 97-122.
- WOOSTER, W. S. and J. L. REID. — *Eastern Boundary Currents*. The Sea, Vol. 2, Interscience Publishers, New York and London, 1963; Ch. 11, pp. 253-280.
- WOOSTER, W. S., Ts. J. CHOW and I. BARRET. — *Nitrite distribution in Peru current waters*. J. Mar Res., 23 (3): 1965; pp. 210-221.
- WYRTKI, K. — *The Antarctic Convergence and Divergence*. Nature. London, 1930; 187, pp. 581-582.
- WYRTKI, K. — *The horizontal and vertical field of motion in the Peru current*. Bull. Scripps Inst. Oceanogr., 1963; 8 (4), 313.
- WYRTKI, K. — *The thermal structure of the Eastern Pacific Ocean*. Deutsche Hydrog., Erganzungsheft, 1964; pp. 1-84.
- WYRTKI, K. — *A study of the oceanography of the eastern Equatorial Pacific*. I. Sem. Latino Americano Oc. Pac. Or., 1964b; pp. 7-9.

HISTORIA MARITIMA DEL PERU

- WYRTKI, K. — *Summary of the physical oceanography of the Eastern Pacific Ocean*. Univ. de California. IMR, 1965, Reference 65-10; 69 pp.
- WYRTKI, K. — *Surface current of the Eastern Equatorial Pacific Ocean*. Inter-Amer. Trop. Tuna Comm. Bull., 9 (5); 1965a; pp. 270-304.
- WYRTKI, K. — *Circulation and water Masses in the Eastern Equatorial Pacific Ocean*. Int. J. Oceanol. & Limnol., 1967; Vol. I, N° 2 pp. 117-147.
- WYRTKI, K. — *Water Masses in the ocean and adjacent seas*. The International Dictionary of Geophysics, Pergamon Press, 1968.
- YOSHIDA, K. — *Circulation in the Eastern Tropical Oceans with Special references to Upwelling and Undercurrents*. Japanese Journal of Geophysics, 1967; Vol. IV, N° 2, 75 pp.
- ZUTA, S. y O. GUILLEN.— *Oceanografía de las aguas costeras del Perú*, en Bol. Inst. Mar., Perú-Callao, 1970; Vol. 2, N° 5, pp. 157-324.
- ZUTA, S. y J. MEJIA. — *Informe preliminar del Crucero Unanue 6708, 24 agosto-25 setiembre 1967*. Inf. Inst. Mar Perú, Callao, 1968; N° 25.