www.salampnu.com

سایت مرجع دانشجوی پیام نور

- ✓ نمونه سوالات پیام نور : بیش از ۱۱۰ هزار نمونه سوال همراه با پاسخنامه تستی و تشریحی
- ✓ کتاب ، جزوه و خلاصه دروس
- ✓ برنامه امتحانات
- ✓ منابع و لیست دروس هر ترم
- ✓ دانلود کاملا رایگان بیش از ۱۴۰ هزار فایل مختص دانشجویان پیام نور

www.salampnu.com

عنوان درس:

جغرافیای آبها

(رشته جغرافیا)

تالیف: جمشید جداری عیوضی
(۱۳۷۳)

انتشارات دانشگاه پیام نور

تهیه کننده : دکتر زهرا عربی
«عضو هیئت علمی دانشگاه پیام نور»

سال ۱۳۸۵

هدف کلی درس:

هدف کلی این درس آموزش معلومات و نکاتی است که در بررسی جغرافیائی آبهای یک محل یا هر واحد جغرافیائی د یگر ضرورت دارد. در ضمن خطوط کلی پراکندگی آبهای کره زمین در صور مختلف خود بیان شده است.

جایگاه درس:

این درس مربوط به کارشناسی رشته جغرافیا به ارزش ۲ واحد درسی می باشد.

آب اقیانوسهاودریاها به همدیگرپیوسته ویکپارچه می باشدازاین روی آنها را «دنیای اقیانوس»نامیده اند.

مجموع آبهای کره زمین را که درسه شکل جامد(برف ویخ)،مایع(آب)وبخار آب درسطح ولایه های بالائی پوسته قرارگرفته(آب کره)نیزمی گویند.

آب قابل دسترسی در آب کره از م.ل لوویچ

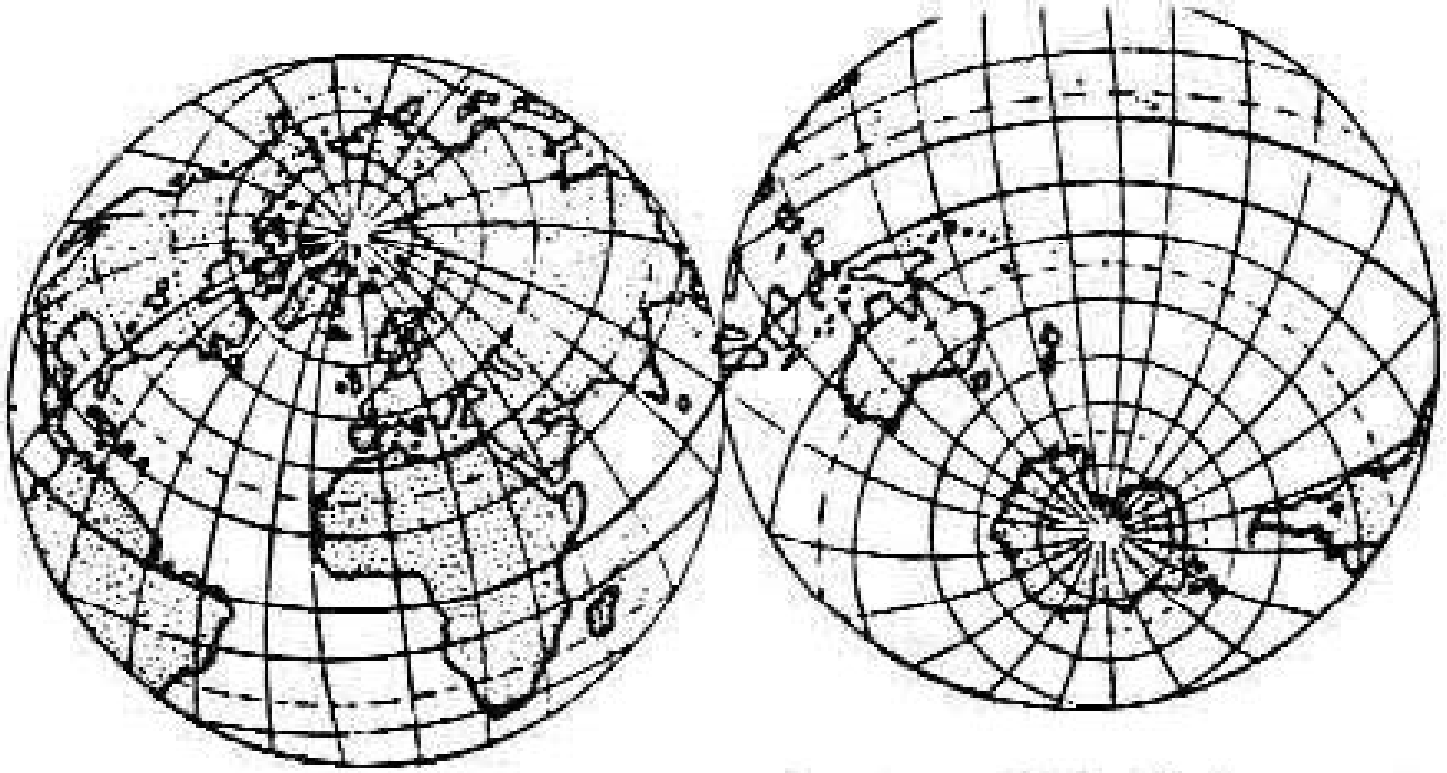
آب	حجم به هزار کیلومتر مکعب	درصد کل
اقیانوسها و دریاها	۱۳۷۰۳۲۳	۹۳/۹۳
آبهای زیرزمینی قابل دسترسی	۶۰ر۰۰۰	۴/۱۱
آبهای زیرزمینی درمنطقه‌فعال	۴ر۰۰۰	۰/۲۷
یخچالها	۲۴ر۰۰۰	۱/۶۵
دریاچه‌ها	۲۳۰	۰/۰۱۶
رطوبت خاک	۸۳	۰/۰۵۵
بخار آب در هوا	۱۴	۰/۰۰۱
رودخانه‌ها	۱/۲	۰/۰۰۰۱
جمع	۱۴۵۴۶۵/۲	۱۰۰

درحال حاضر براثر فعالیتهای آتشفشانی (درونی و بیرونی)مقداری آب تولید می شود. این آب را برای اولین بار وارد چرخه آب شناسی می گردد« **آب جوان**»می گویند.

آبی که فرورفتگیهای بین قاره ها را پر کرده دنیای اقیانوس را تشکیل می دهد.
اختلاف عمده بین اقیانوس و دریا درمیزان وسعت وژرفای آنهاست درعین حال دریاها به سبب اینکه خشکیها ویا میان آنها قرار دارند ازلحاظ ویژگیهای فیزیکی وشیمیایی آب نیزبا اقیانوسها اختلاف دارند.

آب اقیانوسها دارای ویژگیهای مشترکی است ولی دریاها که درکناروبا میان خشکیها جا گرفته تحت تاثیرشرایط موضعی بوده و ویژگیهای آب آنها نه تنها متفاوت از آب اقیانوسهاست، بلکه ازاین لحاظ بین دریاها هم اختلافاتی دیده می شود،ازاین رو به دو گروه دریاهای کناری وداخلی تقسیم می شوند.

دانشمندان کره زمین را به دونیمکره آبی وخشکی نیزتقسیم کرده اند که در آن قسمت اعظم آبها در یک نیمکره وبیشترخشکیها در نیمکره دیگرقرارمی گیرد.شکل(زیر)قطب نیمکره خشکی درکشور فرانسه و قطب نیمکره آبی در نزدیکی زلاند جدید قرار دارد.



نیمکره خشکی و نیمکره آبی. (۶)

تغییر سطح اقیانوسها

تغییر سطح اقیانوسها را درمقیاس جهانی، تغییرات استاتیک» می نامند.عوامل مختلفی می تواند سبب این نوع اقیانوسها شده ودر نتیجه نتیجه سطح مبنا(سطح اساس)را پائین خواهد بود.

همچنین رسوب گذاری می تواند
باعث پر شدن حوضه های
اقیانوسی شده ویک تغییر سطح
مثبت به وجود آورد این نوع تغییر
نیز به«سدیمانتو–استاتیسم»موسوم
است.

سطح اقیانوسها ممکن است درنتیجه تغییرات ژئودتیک درمناطق مختلف به طورمتفاوت تغییریابد، به طور مثال چنانکه سرعت حرکت وضعی زمین کمی افزایش یابد،دراثرنیروی گریزازمرکز آنها درمنطقه استوا آماس کرده ودرقطبین فروخواهد نشست.تغییرمکان قطبین زمین هم می تواند سبب پیشروی وپسروی های مشابه گردد.

عامل دیگری که می تواند سبب تغییرات استاتیک شود تغییردرجه حرارت آب اقیانوسهاست.

در دوران چهارم پیشروی وپسروی متناوب یخچالها عامل اصلی تغییرات استاتیک بوده است این پدیده را «گلاسیو– استاتیسم» می نامند. شواهد نشان می دهد که در پلیوستوسن، یخچالها چهار بار در نیمکره شمالی توسعه یافته وسپس عقب نشینی کرده اند.

اقیانوسها ودریاها که نزدیک به۷۱ درصد از سطح کره زمین را می پوشانند«دنیای اقیانوس»نامیده شده ومقدار آب آن ها حدود ۹۴ درصداز کل آب موجود درسیاه زمین است.

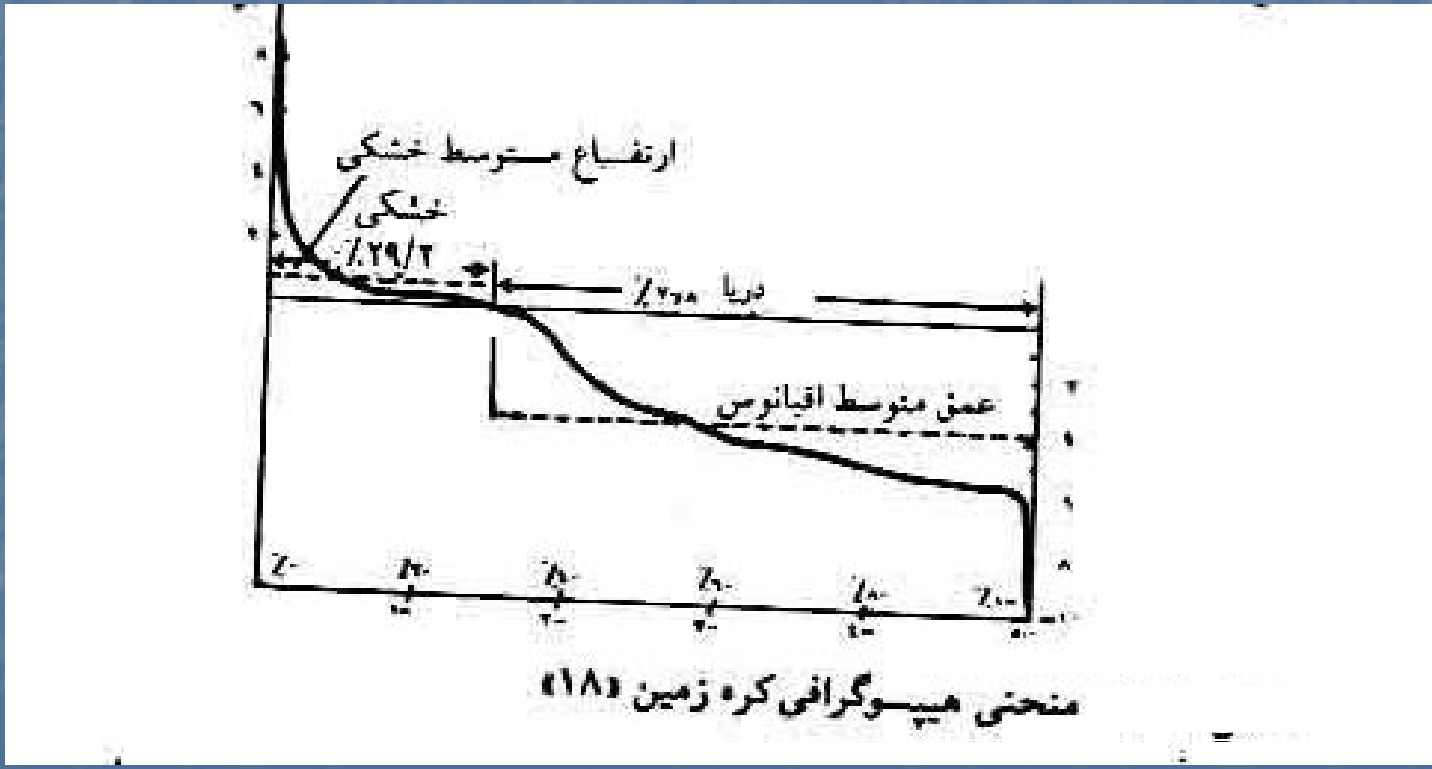
شش درصد بقیه که شامل یخچالها،دریاچه ها و رودها ورطوبت خاک و بخار آب آتسمفر می باشد بنام «آبهای قاره ای»گفته می شود.

آب ازاقیانوسها تبخیر شده وبسوی
خشکیها رانده می شود.پس
ازتراکم وبارش بالاخره به
اقیانوسها بر می گردد.این گردش
آب را درطبیعت«چرخه
آبشناسی»نامیده اند.

ژئورفولوژی کف اقیانوسها ودریاها
درنقشه هائی که از کف دریاها تهیه
می کنند برای نمایش شکل ناهمواری
ازمنحنی های هم ژرفا استفاده می
شود.همانطورکه برای رسم منحنی
های هم ژرفا نیز باید عمق نقاط زیادی
از کف دریا اندازه گیری کرد.

به نقشه هایی عوارض زمین را درزیر اقیانوسها به وسیله خطوط هم ژرفا نشان می دهد نقشه های باتی متریک می گویند.بدیهی است که هر قدرمقیاس نقشه بزرگتر و «فاصله ایزوباتها»کمترباشدجزئیات بیشتری درروی نقشه منعکس خواهد شد.

اختلاف ارتفاع بلندترین قله درروی خشکیها و پست ترین نقطه اقیانوسها نزدیک به بیست کیلومتراست.(شکل زیر)



منحنی هیپسوگرافی کره زمین «۱۸»

پوسته زمین در زیراقیانوسها خیلی نازکتر
از زیر خشکیهاست، تحقیقات به وسیله
امواج زمین لرزه نشان داده که
موهو(گسستگی موهورویچ)در
زیراقیانوسها ۱۰ الی ۱۵ کیلومترازسطح
آبهافاصله دارد.درصورتی که این فاصله
در قاره ها ۳۰الی۴۰ کیلومتر ودر زیر
رشته کوههای جوان تا ۷۰ کیلومتر از
سطح خشکی می باشد.

کف حوضه های اقیانوسی دراعماق بیش از چهارهزارمترمتشکل ازچهارلایه به شرح زیرنشان داده می شود.

لایه	نوع رسوب	ضخامت (به کیلومتر)
۱	رسوبات نرم	./۴۵
۲	رسوبات سخت یا مواد آتشفشانی	۷۵/۱
۳	سنگهای بازالتی	۷/۴
۴	سنگهای اولترابازیک	

عوارض مهم کف اقیانوسها

دشتاب ناحیه کم عمق سواحل می باشد که از خط ساحل به طرف دریا کشیده شده است.عمق دریا درحاشیه دشتاب درتمام نقاط یکسان نیست.

شیب دشتاب کم ودراکثرموارد بطورمتوسط حدود ۲ درهزاراست.در روی شتاب عوارضی دیده می شود که تابع ناهمواریهای ساحلی است. پهنای دشتاب به توپوگرافی سواحل مجاوربستگی دارد.

دامنه قاره

دامنه قاره که شیب قاره ای هم نوشته می شود سطح شیب داری است که ازحاشیه دشتاب شروع وتا اعماق زیاد ادامه یافته است نیمرخ این دامنه مقعر بوده واز دوقسمت تشکیل شده است قسمت بالائی شیب زیاد(حدود ۱۰ الی ۲۰درصد) دارد. ولی در قسمت پائین، شیب از ۵ درصد بیشتر نیست.

تشکیل دامنه قاره ای دربیشتر نقاط
باحرکات تکتونیکی ارتباط دارد که یا
دراثرخم شدن طبقات به صورت یک
چین تک شیب ویادراثر شکست به
شکل پرتگاه گسل در آمده است.
در مواردی هم دامنه قاره ای ودشتاب
درنتیجه تراکم موادی است که به دریا
وارد می شود.

۳- کانیونهای زیردریائی

دره های زیردریا شبیه تنگه های عمیق مناطق کوهستانی است که ازنزدیکی ساحل تااعماق ۱۵۰۰-۲۰۰۰متر کشیده شده است ویژگیهای مورفولوژیکی این دره ها غالباً شبیه کانیون ها هاست.

باین سبب کانیون ها زیردریا نیز گفته می شود.

در مورد چگونگی تشکیل دره های زیر دریای عقاید مختلفی وجود دارد، آنچه صحیحتر به نظر می رسد، نظریه ای است که مطابق آن دره ها قبلاً توسط رودها در خشکی حفر شده وبعدها در اثر پیشروی دریا به دره های زیر دریایی تبدیل شده است.

وجود شباهت زیادی از لحاظ شکل این دره ها(در نقشه های باتی متریک بزرگ مقیاس)با شبکه دره های روی خشکیها وهمچنین پیدا شدن قلوه سنگهای آبرفتی در گل و لای بستر آنها چنین می رساند که این دره ها امتداد و دره رودهایی است که خشکیها جریان دارند.

۴- حوضه های اقیانوسی

حوضه های اقیانوسی پهنه های وسیعی است که بر آمدگیهائی به اشکال مختلف آنها را از همدیگر جدا می سازد.

کف حوضه های اقیانوسی محل تراکم گل ولای می باشد به این سبب آنها را دشتهای مغاکی می گویند.

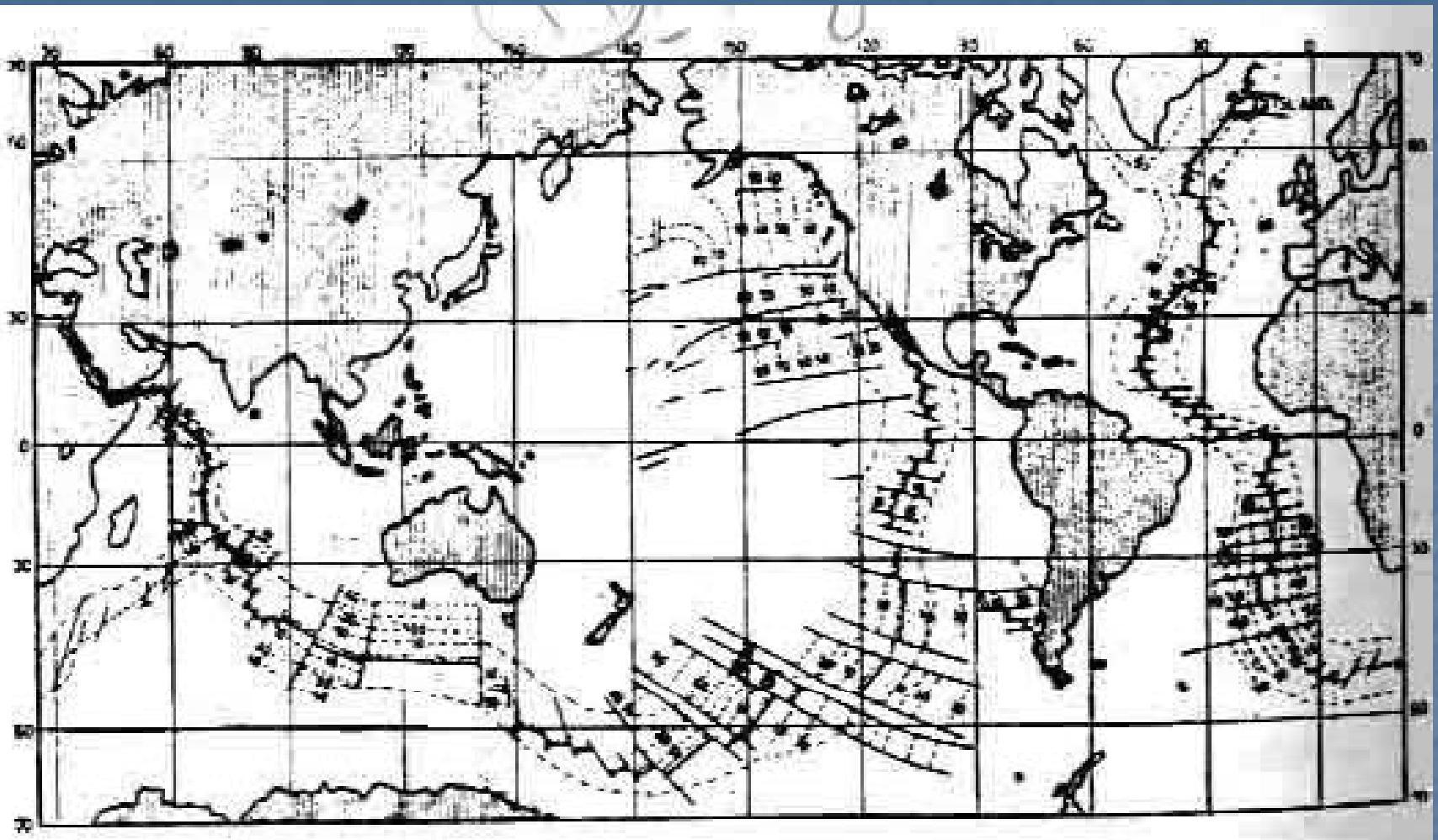
۵– قوس های جزیره وگودال های باریک

در حاشیه قاره ها، گودالهای باریک وعمیقی به
شکل هلالی وجود دارد که اغلب یک رشته جزیره با همان روند درکنار آن قرارگرفته است.این گودالها عمیق ترین نقاط اقیانوسها راتشکیل می دهند.عمق آنهاعموماً بیش از ۶۰۰۰ متر است عمیق ترین آنها در کنار جزایر ماریانا دراقیانوس کبیر قرار دارد.

پیدایش این سیستم به علت فرورفتن پوسته اقیانوسی در زیر پوسته قاره ای است که از یک طرف گودالهای باریک وعمیق را بوجود می آورد وازطرف دیگر در نتیجه این پدیده فعالیت آتشفشانی درمحل برخورد دو پوسته رشته کوهها وجزائر را ایجاد می کند.در مورد شکل هلالی یا قوسی این سیستم توضیح قانع کننده ای هنوز ارائه نشده است.

۶– رشته کوههای پشتی اقیانوسی

مهمترین عارضه در زیر آبهای اقیانوسی رشته کوه های عظیمی است که درطول حدود شصت هزار کیلومتر(یعنی یک برابرونیم پیرامون کره زمین)کشیده شده است. شکل زیرچون اولین بارکف اقیانوس اطلس مورد شناسایی وبررسی قرار گرفته، لذا این رشته کوهها را ارتفاعات وسط اقیانوسی یا رشته های پشتی نامیده اند.



پراکندگی رشته‌های پشتی و گسل‌های تبدیلی. ارقام سن سنگها را در دو طرف ریفت برحسب میلیون سال نشان می‌دهد.

۷– کوههای دریائی و کویرت ها

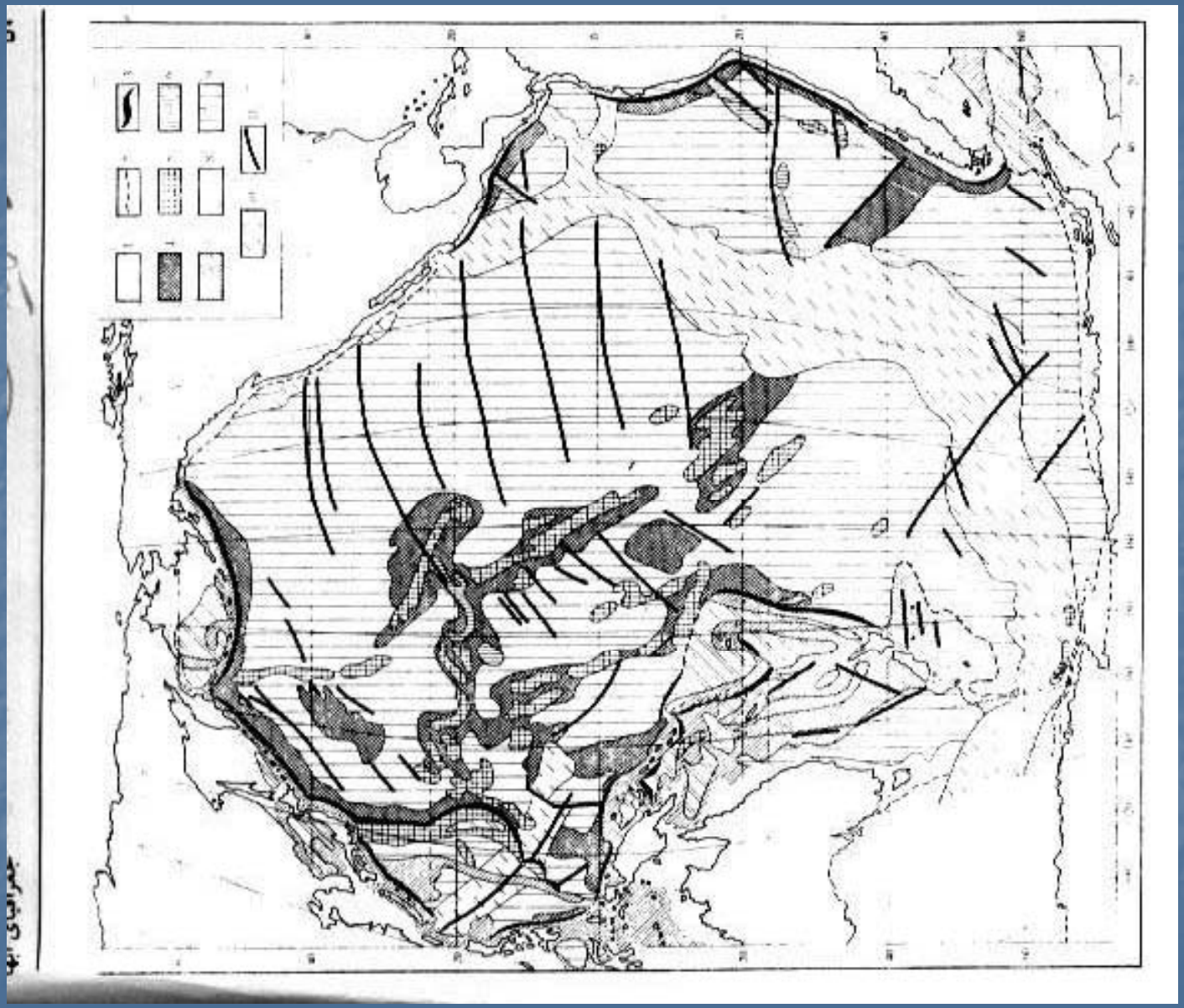
گویرت ها کوه های دریایی بشکل مخروط ناقص می باشند.اینها مخروط های آتشفشانی قدیمی هستند که زمانی تانزدیکی سطح دریا رشد کرده وقسمت فوقانی آنها بوسیله امواج یا جریان های دریایی سائیده شده است.بعد ها در نتیجه نشست کف اقیانوس در آب غوطه ور شده اند، این کوهها که به نام کاشف آنها گویوت نامیده شده.

رسوبات کف اقیانوسها

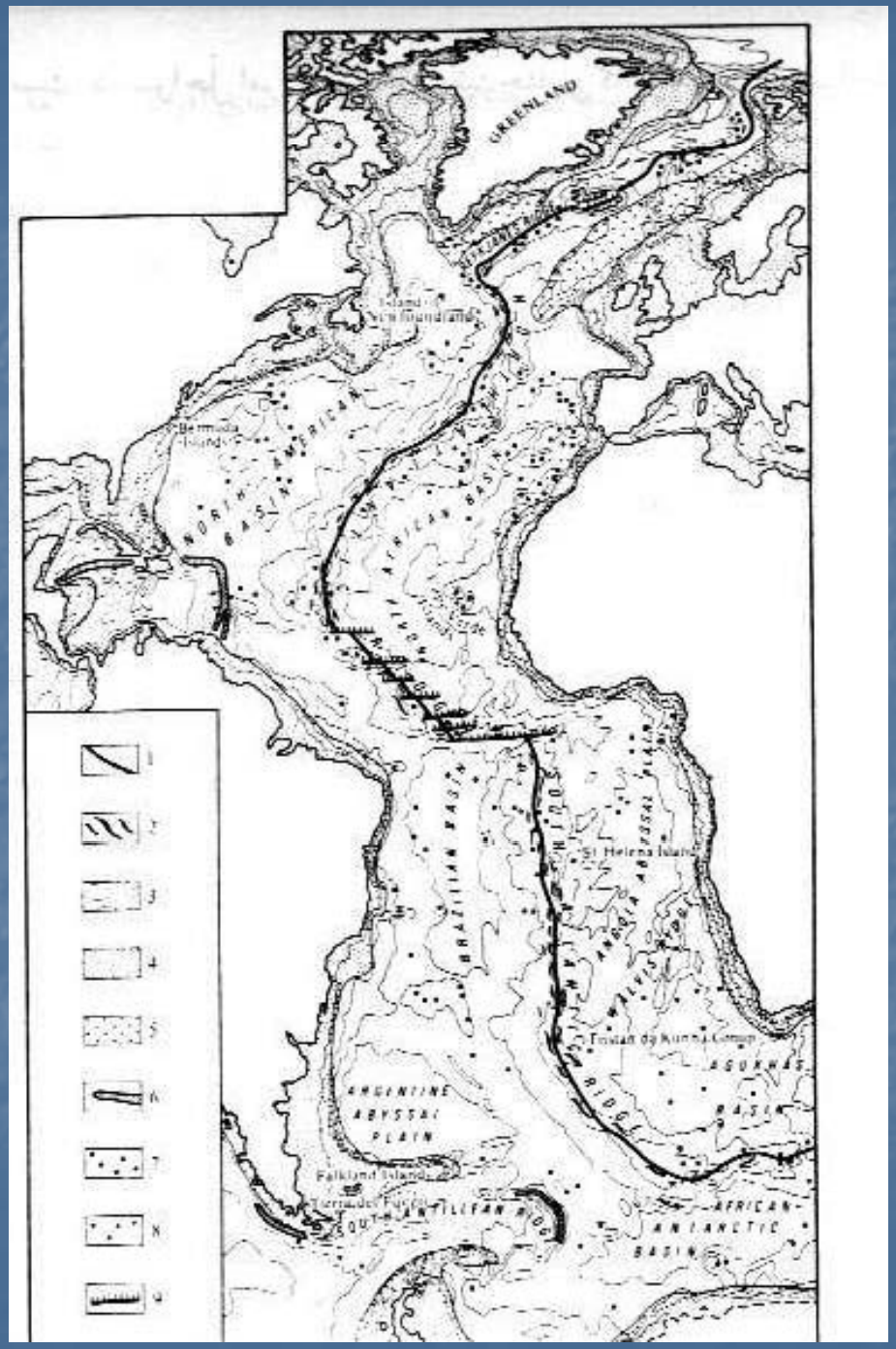
مواردی که در ترکیب رسوبات دریایی شرکت دارند، براساس منشاء به دو گروه بزرگ تقسیم می شوند:

دسته اول منشاء خشکی (قاره ای)دارند، به عبارت دیگر از تخریب سنگهای خشکی ها حاصل شده اند.

دسته دوم منشاء زیستی دارند که از تجزیه لاشه جانداران دریا اعم از گیاه و حیوان بوجود آمده.



چشمگیرترین عارضه دراقیانوس اطلس رشته پشتی آن می باشد که تمام اعماق اقیانوس را به بخش شرقی وغربی تقسیم کرده است.این رشته با طول بیش از ۱۵هزار کیلومتر درسراسر اقیانوس از شمال به جنوب کشیده شده است.
رشته پشتی اقیانوس اطس تقریباً در وسط اقیانوس قرار داشته و روندآن از انحناهای خطوط ساحلی تبعیت


GREENLAND
Iceland
Bermuda Islands
NORTH AMERICAN BASIN
AFRICAN BASIN
MID-ATLANTIC RIDGE
BRAZILIAN BASIN
ARGENTINE ABYSSAL PLAIN
ANGOLA ABYSSAL PLAIN
WALVIS RIDGE
St Helena Island
Tristan da Kunha Group
AGULHAS BASIN
Falkland Islands
SOUTH SANDWICH TRENCH
SOUTH ANTILLEAN RIDGE
AFRICAN-ANTARCTIC BASIN

ویژگیهای آب اقیانوسها

الف–آب تنها ماده طبیعی است که درشرایط معمولی به سه شکل جامد،مایع وبخاریافت می شود.

از ویژگیهای جالب توجه دیگر آب درقدرت حلالیت آن است که از هرمایع دیگربیشتر بوده و می تواند در زمان طولانی هرنوع جسمی را در خود حل کند.

نمکهای آب اقیانوسیه

آب اقیانوسیه شوراست،بطوریکه حتی در کشاورزی وصنعت نیز نمی توان از آن استفاده کرد وعلت شوری آن وجود نمکهای مختلف بویژه کلرورسدیم(نمک طعام)می باشد.
در آب اقیانوسها اغلب عناصر طبیعی یافت می شود،ازعناصر ساده طبیعی بیش از شصت نوع آن در آب اقیانوسها شناخته شده .

جالبترین ومهمترین ویژگی در آب اقیانوسها وجود نسبت ثابت درترکیب املاح اصلی آن است یعنی با وجود اینکه درجه شوری بر حسب زمان ومکان تغییر می کند،مقدار نسبی عناصر اصلی تقریباً ثابت است.

املاح وعناصر دیگری در آب اقیانوس وجود دارد که مقدار نسبی آنها در آب ثابت نیست مهمترین آنها فسفاتها،نیتراتها،نیتریت ها، سیلیکاتها،مس، آهن،روی،منگنز است. این املاح راکه به مصرف تغذیه پلانکتونها می رسد؛«املاح تغذیه ای»می گویند.

درجه شوری آب اقیانوسها

منظوراز درجه شوری، وزن تمام نمکهای موجود در یک کیلوگرم آب اقیانوس درهرنقطه می باشد.

قابلیت هدایت الکتریکی آب و میزان انکسار نور در آن با میزان درجه شوری نسبت مستقیم دارد. از این دو ویژگی میز می توان برای محاسبه درجه شوری آب دریا استفاده کرد.

در قسمت اعظم آبهای سطحی اقیانوس
حدود تغییرات شوری بین ۳۳ تا ۷
درهزاروحد متوسط ۳۵درهزاراست.
به طور کلی درجه شوری درسطح
اقیانوس ها ازاستوا تا
برگشتگاهان(مدار راس السرطان
ورأس الجدی)افزایش یافته وسپس به
طرف قطب ها کاهش می یابد.

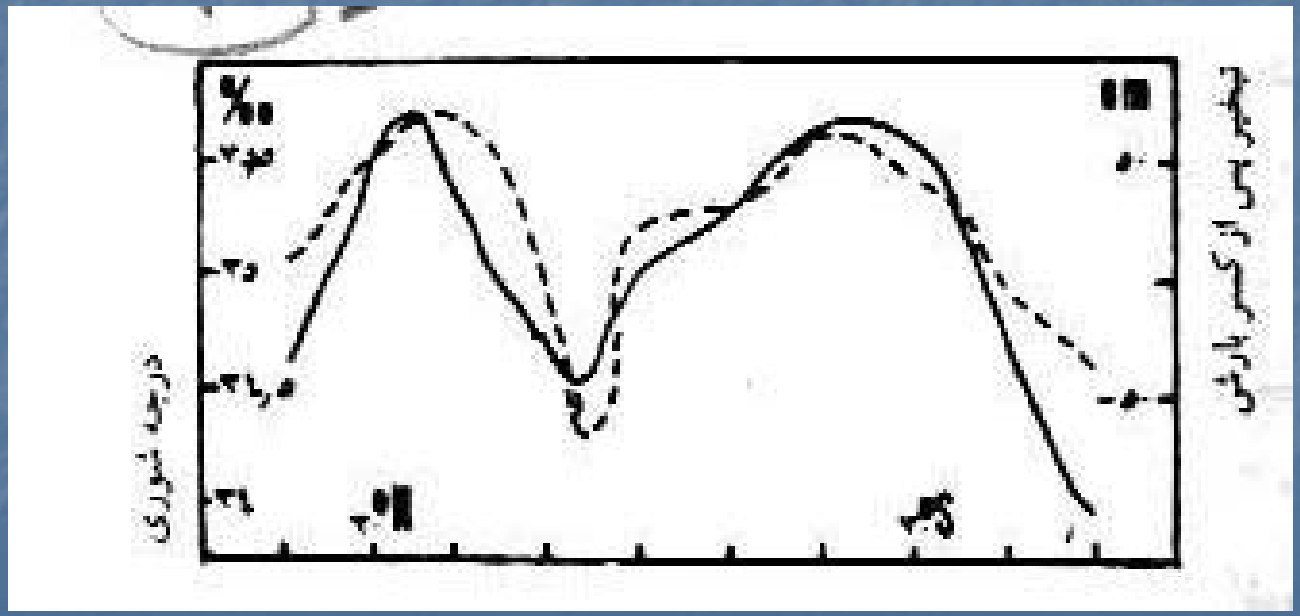
دراقیانوس منجمد شمالی آبها نسبت به سایر اقیانوس ها کمترشور است. دراین اقیانوس ناچیزبودن میزان تبخیروآب زیاد وردخانه های بزرگ آسیا وهمچنین آب شیرینی که دراثرذوب یخها به آن اضافه می شود،عوامل اصلی کاهش درجه شوری است.

بارش زیاد به سبب وجود فشارکم، در منطقه استوا درجه شوری را پائین می آورد وعلاوه بر آن آسمان دربیشتراوقات ابری است وازشدت تبخیرمی کاهد.دراطراف برگشتگاهان شدت تبخیروکمی باران سبب افزایش درجه شوری آبها است.

آب رودخانه وهمچنین جریانهای سرد
باعث کم شدن درجه شوری وبعضی
ازسواحل می شود.
تغییرات درجه حرارت وبارش درعرض
سال باعث تبخیردرجه شوری آبهای
اقیانوسها درفصول مختلف می گردد.

به طور کلی دراقیانوسها درجه شوری تابع میزان تبخیراست.درهرناحیه تبخیر زیاد باشد درجه شوری آب نیز زیاد خواهد بود،بدیهی است درجه گرما،باد، ومیزان ابری بودن هوا ورطوبت نسبی عواملی است که درمیزان تبخیر یک ناحیه اثر می گذارد.

درجه شوری در دریاهای کناری و داخلی به موقعیت جغرافیایی، میزان ارتباط با اقیانوسها ویا سایردریاها وبه تعداد وبده (دبی)رودخانه هائی که به آن می ریزد بستگی دارد.



در قسمت اعظم دریای بالتیک درجه شوری حدود۱۰ درهزار بوده ودرمقابلِ دهانه رودخانه ها آب دریا تقریباً شیرین است.دراین دریا تمام عوامل برای کاهش درجه شوری(تبخیر کم، بارش زیاد و رودهای بزرگ)وجود دارد.

برعکس در دریاهای سرخ درجه شوری از حد متوسطی خیلی زیادتر است.زیرا این دریا درکم باران ترین مناطق واقع شده ونه تنها رودی به آن نمی ربزد.بلکه شدت تبخیرنیز زیاد است.

در دریای سرخ درجه شوری از شمال به جنوب کاهش می یابد.

در هر نقطه اگر درجه شوری آب
در قسمتهای سطحی اقیانوس
از حد متوسط زیاد باشد به طرف
اعماق کاهش می یابد وبرعکس
در تقاطی که درجه شوری در
سطح از حد متوسط کمتراست به
طرف اعماق افزایش خواهد یافت.

از لحاظ تغییر درجه شوری نسبت به عمق، دریای سرخ یک حالت استثنائی دارد.در قسمت جنوبی این دریا درجه شوری در سطح ۳۷ درهزاراست.در عمق ۱۰۰متری به ۴۰ واز۱۰۰ الی۱۰۰۰متر به ۶/۴۰ در هزار افزایش می یابدعلت این بی قاعدگی جریان آبهای اقیانوس هنداست که با شوری کمتر بر روی آبهای شور و سنگین دریای سرخ می آید.

در آب دریا گازهای مختلفی به صورت محلول وجود دارد که مهمترین آنها اکسیژن است.
آب، اکسیژن را ازهوا دریافت می کند در قسمت سطحی به علت اختلاط یاهوای مجاور
میزان اکسیژن همیشه زیاد است.
میزان اکسیژن در آبهای سطحی اقیانوس نسبت به فصول متغیر خواهد بود.
در سطح اقیانوس مقدار اکسیژن محلول به طور کلی از قطبین به طرف استوا کاهش می یابد.

وزن مخصوص آب اقیانوسها

وزن یک سانتیمترمعکب آب خالص در ۴/۸۰درحه حرارت برابریک گرم است که آن را وزن مخصوص آب می گویند.

وزن مخصوص آب دریا دردمای صفر درجه«وزن مخصوص نرمال»نامیده می شود. به طور کلی وزن مخصوص آب دریا تابع حرارت و درجه شوری است. افزایش نسبی وزن مخصوص باعث حرکات کنوکیسون می شود که در پیدایش جریانهای دریایی نقش مهمی دارد. برای اندازه گیری وزن مخصوص آب دریا از ترازوهای مخصوص واز دستگاههائی موسوم به پیکنومتر استفاده می نمایند.

رنگ و شفافیت آب دریا

رنگ طبیعی دریا آبی است که درحقیقت انعکاس رنگ آسمان می باشد.ولی به سبب وجود عناصر آلی و مواد معدنی درنواحی مختلف به رنگهای سبز، زرد وسرخ نیزدیده می شود.

رنگ آب دریا درعرض های بلند متمایل به سبزاست.این رنگ به علت وجود پلانکتون های نوع دیاتمه می باشد.رنگ زرد در اثر وجود مواد تخریبی است.

دردریاهای سرخ وخلیج کالیفرنیا
وجود نوعی آلگ رنگ آب را مایل به
سرخ نشان می دهد،به موازات این
عوامل تغییر رنگ آسمان هم رنگ آب
دریا را عوض می کند. زمانی که
آسمان ابری است رنگ آب دریا تیره
دیده می شود.

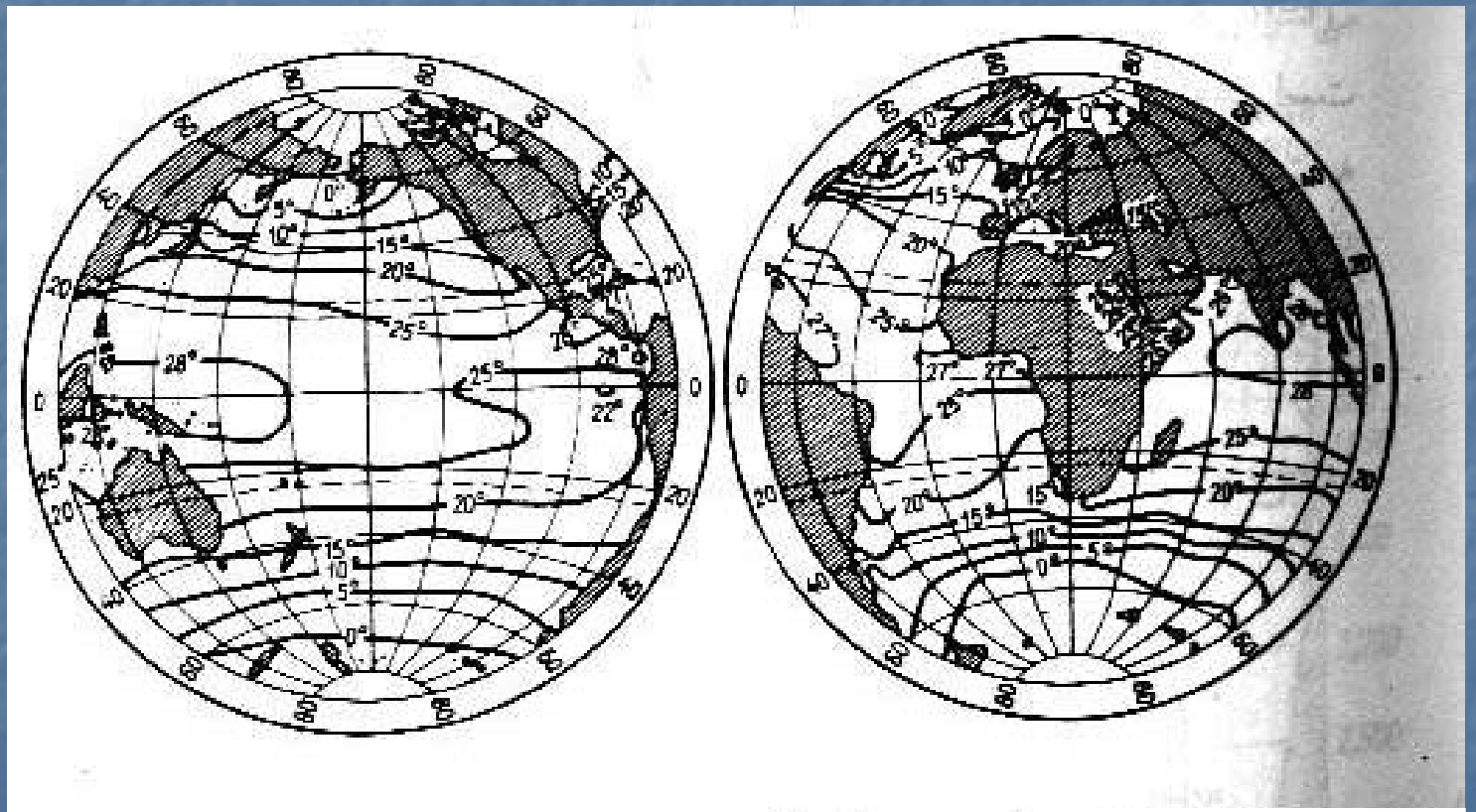
حرارت آب اقیاسها

دمای آب اقیانوسها یک ویژگی فیزیکی است که درنتیجه تبادل حرارت با محیط مجاور حاصل می شود.در آب نیز مثل سایراجسام چگونگی حرارت حرارت به «گرمای ویژه»وقابلیت هدایت آن بستگی دارد. پراکندگی درجه حرارت در آبهای سطحی اقیانوسها، نحوه توزیع عمومی حرارت خورشید را در سطح کره زمین منعکس می کند.

نکته خیلی جالب این است که درهرسه اقیانوس حداکثرحرارت در شمال خط استوا دیده می شود وبه عبارت دیگراستوای حرارتی اقیانوسها با استوای جغرافیایی کره زمین یکی نیست.این وضع تأثیر زیادی در روی جریانهای اقیانوس ودیگر پدیده های منطقه استوا دارد.

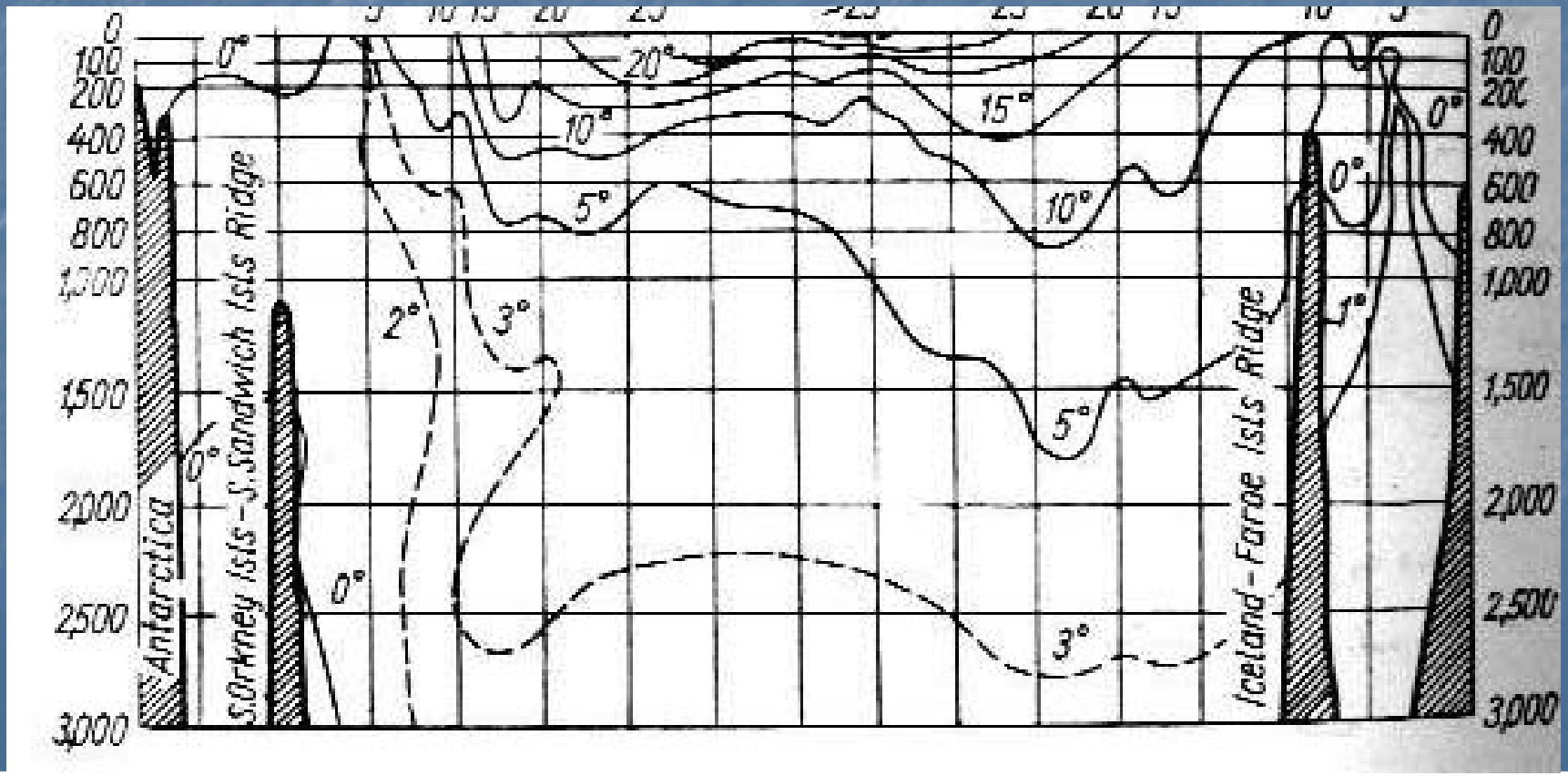
نکته دیگر سرد بودن آبهای نیمکره جنوبی نسبت به آبهای نیمکره شمالی است.علت آن عدم یکنواختی درپراکندگی قاره ها درسطح کره زمین و شکل آنها می باشد که جریانهای گرم را بیشتر به سمت نیمکره شمالی هدایت می کنند.

بین سواحل شرقی وغربی اقیانوسها نیز از لحاظ درجه حررات تفاوت وجود دارد. به طور کلی عرضهای پست سواحل غربی گرمتر از سواحل شرقی است این بی نظمی ها ناشی از جریانهای سطحی اقیانوسها می باشد.



حرارت متوسط سالانه در سطح اقیانوسها «۱۸»

آب اعماق بیش ازدوهزارمترتقریباً بیحرکت است بدین سبب اعماق بیش ازدوهزارمتر دارای گرمای ثابت می باشد.



یخهائی که دراقیانوسها دیده می شود دو نوع متفاوت می باشد که منشاء خشکی داشته به آیسبرگ یا کوه یخ موسوم است، دیگری از یخ بستن آب اقیانوس بوجد آمده وبانگیز گفته می شود.

آیسبرگ زبانه های بزرگ یخ می باشد
که از حواشی انلاندسیس های
جداگشته ودر آب شناور شده است.
آیسبرگ درخشکی تشکیل یافته وضمن
آب شدن سبب کاهش درجه حرارت
ودرعین حال پائین آمدن درجه شوری
آب دریا به طورمحلی می گردد.

بانکیزازیخ بستن آب اقیانوس بوجود می آید .بانکیزلایه یخی وسیع ولی کم ضخامتی است که درحقیقت ازچندلایه نازک تشکیل شده است.

بانکیزهائی را که ازیک طرف به خشکی چسبیده بانکیزثابت می نامند.پاره ای یخی که ازکناره بانکیزثابت جدا شده ودر آب شناور می باشد فلو گفته می شود.

حرکات آب دریاها واقیانوسها

آب دنیای اقیانوس با تمام حجم خود همیشه درحرکت است.سرعت حرکت درسطح زیاد وبطرف اعماق تا حد نامحسوس،تغییر می کند. بدیهی است که علت حرکات،اختلاف انرژی درنقاط مختلف می باشد ولی شکل حرکت به نوع نیرو، جهت آن، همچنین به شکل حوضه ها، بویژه شکل سواحل مربوط می باشد.

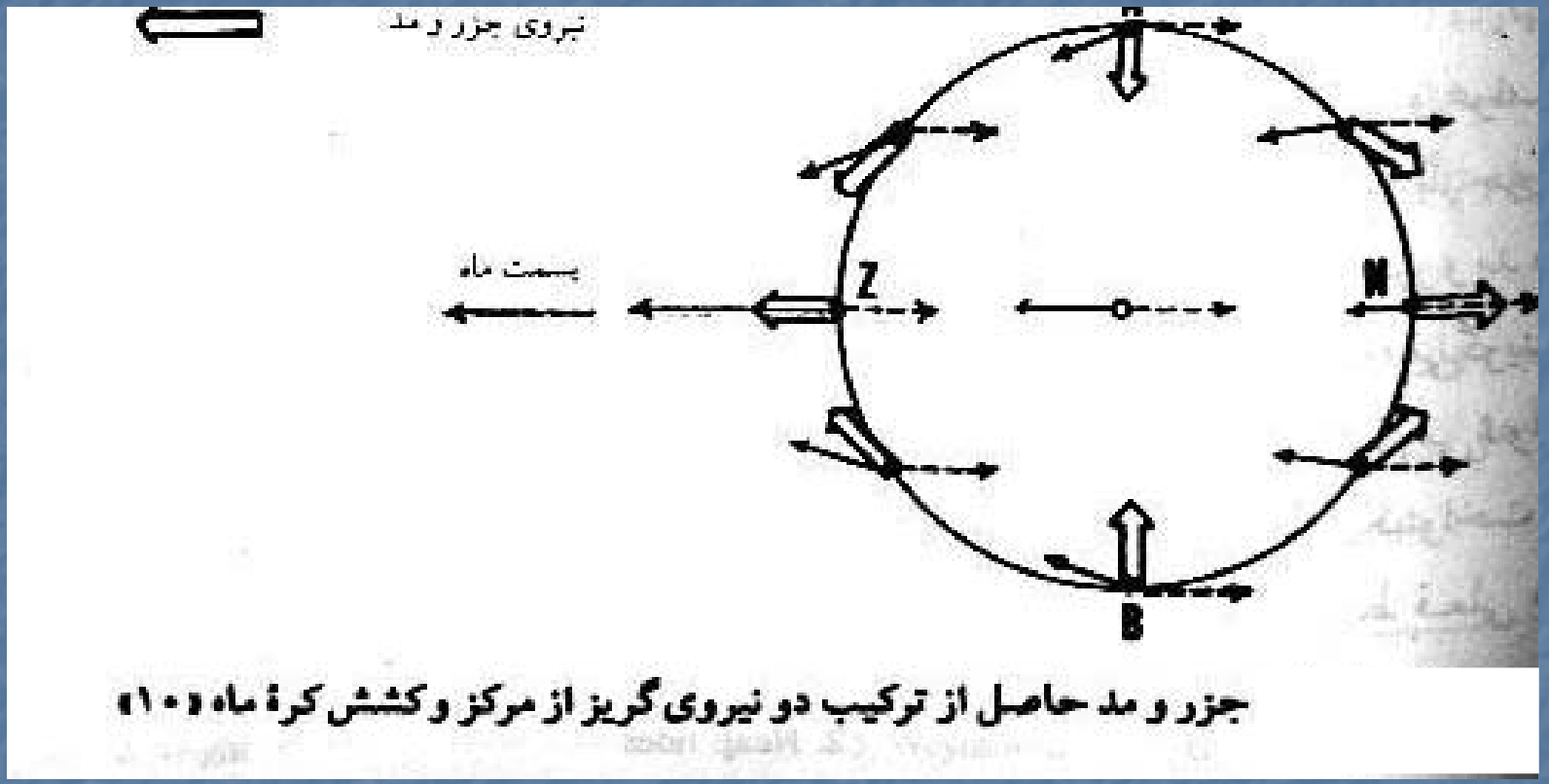
حرکات آب دریاها واقیانوسها عموماً تحت سه عنوان: جزر ومد،امواج وجریانهای اقاینوسی مطالعه می شود.

جزومد یا کشند

جزر و مد معلول نیروی جاذبه ماه وخورشید بر روی کره زمین است.بطوریکه می دانیم نیروی جاذبه با جرم اجسام رابطه مستقیم وبا محذور فاصله آنها رابطه معکوس دارد.

جزر و مد معلول نیروی جاذبه ماه وخورشید بر روی کره زمین است.بطوریکه می دانیم نیروی جاذبه با جرم اجسام رابطه مستقیم وبا مجذور فاصله آنها رابطه معکوس دارد.

درحقیقت نیروی مولد جزرو مد ازترکیب جاذبه ماه ونیروی گریزاز مرکز بوجود می آید.همچنانکه زمین به دورخود می چرخد اثراین دریا بسوی ماه کشیده می شود،درطرف مقابل این نقطه چون نیروی کشش ماه بر پوسته جامد،یعنی بستراقیانوس بیشتراز آبی که روی آن قرارگرفته است وارد می شود، گوئی آب عقب می ماند، بهمین سبب دراین قسمت نیز آبهای کمی بر آمده خواهد شد.



جزر و مد حاصل از ترکیب دو نیروی گریز از مرکز و کشش کرهٔ ماه «۱۰»

چون زمین د رهر ۲۴ساعت یکبار به دورخود
می چرخد برای هرنقطه ازسطح آن
درهرشبانه روز دو بارجزرومد
وجودخواهدداشت. ولی جزرومد درهرنقطه
هرباربا۲۵دقیقه تأخیرصورت می یگرد.این
اختلاف۵۰ دقیقه درهر شبابه نه روز به این
علت است که ضمن گردش زمین به دور
خود،ماه نیز درمدارخود به دور زمین حرکت
می کند،درنتیجه ماه هرروز با ۵۰ دقیقه تأخیر
در افق هرنقطه ظاهر می شود.

درشب اول وچهاردهم هرماه(هلال وبدر)
ماه وخورشید وزمین درامتداد یک خط
قراردارند دراین مواقع نیروی هردوبا هم
جمع شده دامنه جزرومد به بالاترین
درجه خود می رسد که آنرا مهکشند
می گویند.دراعتدالین دامنه مهکشندها
افزایش یافته ودرانقلابین ازدامنه آن
کاسته می شوند.

در شب هفتم وبیست و یکم
هرماه(تربیع اول و تربیع
دوم)خورشید و ماه نسبت به زمین
با زاویه ۹۰ درجه ای
قراردارند،لذادامنه جزر ومد به
حداقل می رسد این حالت را نیز
کهکشند می نامند.

درسواحل اروپای غربی درهرشبابه نه
روز دوبار جزرومد ایجاد می شودکه
به«کشند نیم روزه»موسوم است.
و دربعضی نقاط جزر و مد درهر شبانه
روز فقط یکبار دیده می شود.این نوع
جزر و مد را «کشند روزانه»
می گویند.

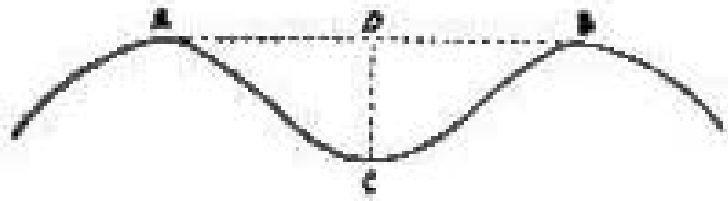
امواج دریا

سطح دریا همیشه در نوسان وحرکت است ودراقیانوسها محلی که به طور نسبی ساکن بالشد منطقه دولدورم دراطراف استوا می باشد.

منشاء اکثرامواجی که درسطح دریا دیده می شود باد است.

امواج منفرد وخطرناکی که گاهگاهی
سواحل را درهم می کوبند نیروی خود را
ازجائی دیگرمی گیرد،این امواج
بیشتردراثر زمین لرزه یا انفجارهای
زیردریایی تشکیل می شوداصطلاح علمی
امواج منفردواژه ژاپنی«تسونامی»است
گاهی به آنها«موج کشندی» ویاموج
طوفانی نیزمی گویند.

ویژگیهای یک موج با طول وارتفاع ودوره آن مشخص می شود.بالاترین نقطه موج را «فراز»یا قله وپائین ترین نقطه بین دو فراز را«فرود»می نامند.فاصله میان دوفراز یا دوفرود متوالی«طول موج»واختلاف ارتفاع میان فرازوفرود یک موج،ارتفاع آن می باشد (شکل زیر) زمان لازم برای عبور دو فراز متوالی از یک نقطه معین را«دوره » می نامند.



A و B = فراز (قله موج)

C = فرود

DC = ارتفاع موج

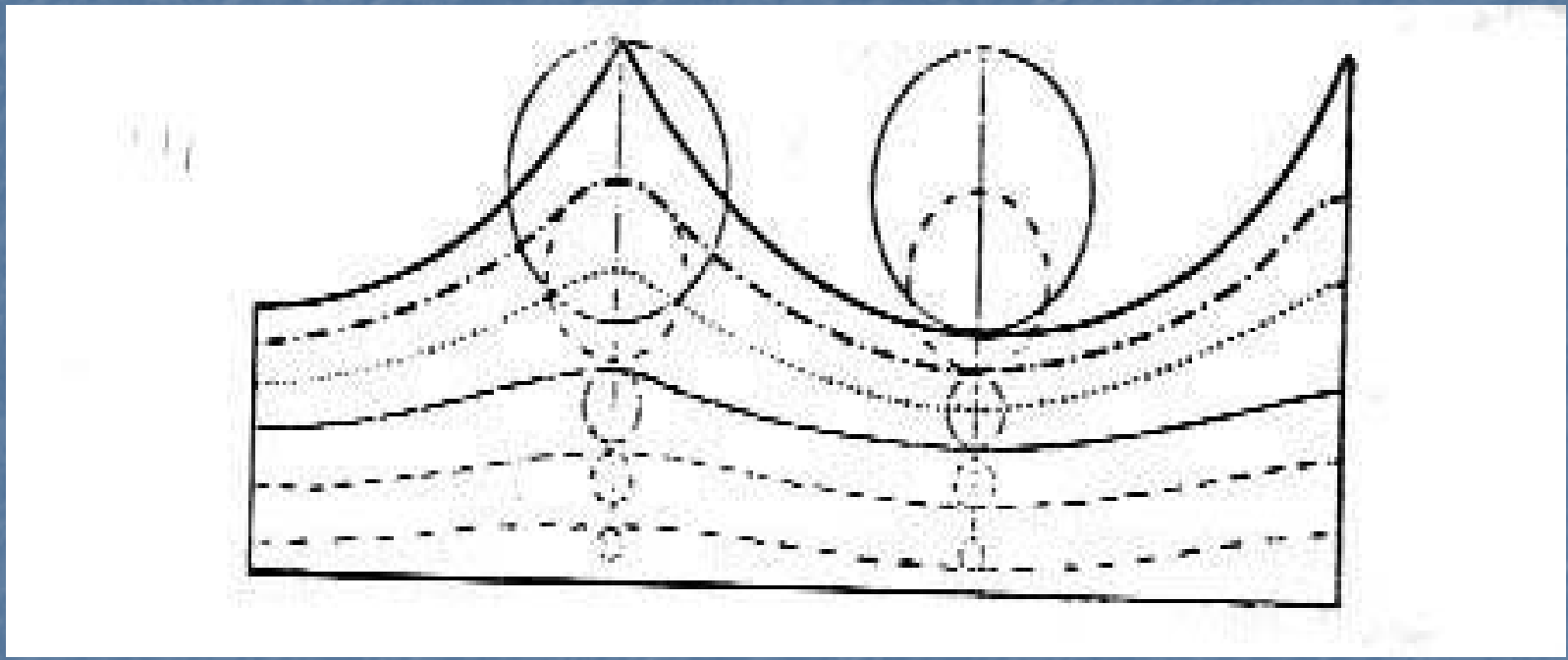
AB = طول موج

~~شکل ۴-۵~~ مشخصات موج

سرعت موج ازطول آن تبعیت می کند
هر دوعامل باهمدیگرافزایش می یابد.
امواج منظمی که در آبهای عمیق
ودوراز محل اصلی باد دیده
می شود(راهول می گویند.

بنا به تئوری گرستنر که در سال ۱۸۰۱ ارائه شده مولکولهای آب دراثر نیروی باد درمدار دایروی حرکت می کند.چون یک محیط وسیع وعمیق آب مورد بحث است این حرکات به شکل استوانه دیده می شود.

نیمرخ موجی که در آبهای عمیق اقیانوس تشکیل شده به نیمرخ یک تروکوئید شباهت دارد.
نیمرخ تروکوئید منحنی است که یک نقطه معین از پیرامون دایره، ضمنی حرکت مستقیم در روی یک سطح مستوی رسم می نماید.دراین نیمرخ رأس منحنی(فرازموج) تندتراز قسمت نفرو رفته (فرود موج)می باشد.نیمرخ امواج به طرف اعماق به شکل تروکوئیدهائی که رفته رفته به صورت مسطح در می آید نشان داده می شود.



علت کوچک شدن دایره ها کاهش نیروی جنبشی ذرات در اثر افزایش نیروی اصطکاک است.

اختلاف تئوری استوکس با تئوری گرستنز
دراین است که به نظر وی،حرکات
مولکولهای آب به شکل دایره بسته نیست
بلکه ضمن حرکت پریودیک، یک تغییر
مکان جزئی درامتداد حرکت موج وجود
دارد.
علت آن را تفاوت سرعت ومولکولهای
درداخل آب و بیرون از آن می دانند که
ناشی ازتغییر نیروی اصطکاک است.

شکست امواج هنگامی صورت می گیرد که ارتفاع موج تقریباً با دو سوم عمق آب برار باشد.اما زمانی که بادهای شدیدی ازخشکی به سوی دریا می وزد این نسبت به یک سوم کاهش می یابد.

انواع موج

امواج حاصل ازباد را به دو دسته«امواج فشاری»و«امواج آزاد»تقسیم کرده اند. امواج فشاری درمنطقه وزش باد ومستقیماً دراثر فشارباد تشکیل شده ودارای حرکت درهمی است.امواج آزادامواج منظمی است که پس ازتشکیل ازمنطقه وزش باد دورشده ودر آبهای عمیق حرکت می کنند.

همچنین امواج بر اساس نوع حرکت به دو دسته تقسیم می شوند:

۱– امواج نوسانی

۲– امواج انتقالی

امواج نوسانی همان امواج آزاداست که تنها ذرات آب را به نوسان درمی آورد،درصورتی که امواج انتقالی باعث جابجائی توده آب می شود.امواج نوع اخیر بیشتر درنزدیکی سواحل کم عمیق دیده می شود، که دراثرشکست امواج نوسانی تشکیل شده است.

امواج منفرد

این امواج درنتیجه انفجارهای آتشفشانی در کف اقیانوس ویا زمین لرزه های شدید در سواحل وکف دریا بوجود می آیند بعضی امواج منفرد نیز دراثراختلاف فشارجو و گردباد تشکیل می شود.

تسونامی مرکب از یک الی پنج موج با طول بیش از پنج کیلومترمی باشد که با سرعت زیاد حرکت می کند ارتفاع این امواج در پهنه اقیانوس کمتر ازیک متراست.اما وقتی به آبهای کم عمق رسید ازسرعت آنها کاسته شده و ارتفاع به سرعت بزرگ می شود.تا به ۳۰ متر می رسد.

امواج داخلی

درمرزدو لایه از آب دریا که دارای عظمت متفاوت می باشد،امواجی دیده می شود که آنها را امواج داخلی می گویند،ازنحوه تشکیل آنها اطلاع دقیقی دردست نیست واحتمال ایجاد این امواج تا حدی تحت تأثیرامواج سطحی وبیشتر دراثرجریانهای جزرومد وتغییر فشار جو بیان شده است.

جریانهای اقیانوسی

عوامل مختلفی درایجاد جریانها شرکت دارند ولی نقش عمده با بادهای غالب است.در قلمرو بادهای غالب جهت جریانهای سطحی با جهت باد یکی است.برخورد جریانها به سواحل یا بر آمدگیهای زیر آب مسیر آنها را عوض می کند.علاوه بر آن جریانهای اقیانوسی نیز مثل هرمتحرک دیگر در سطح زمین، از نیروی کوربولیس متاثر می شود.

جائی که دو جریان اقیانوسی به
همدیگر نزدیک می شوند آبها به عمق
می رود بر عکس درجایی که
دوجریان ازهم دور می گردد آبهای
اعماق به سطح اقیانوس بالا می آید به
جریان نوع اخیر درممالک انگلیسی
زبان آپولینگ گفته می شود.

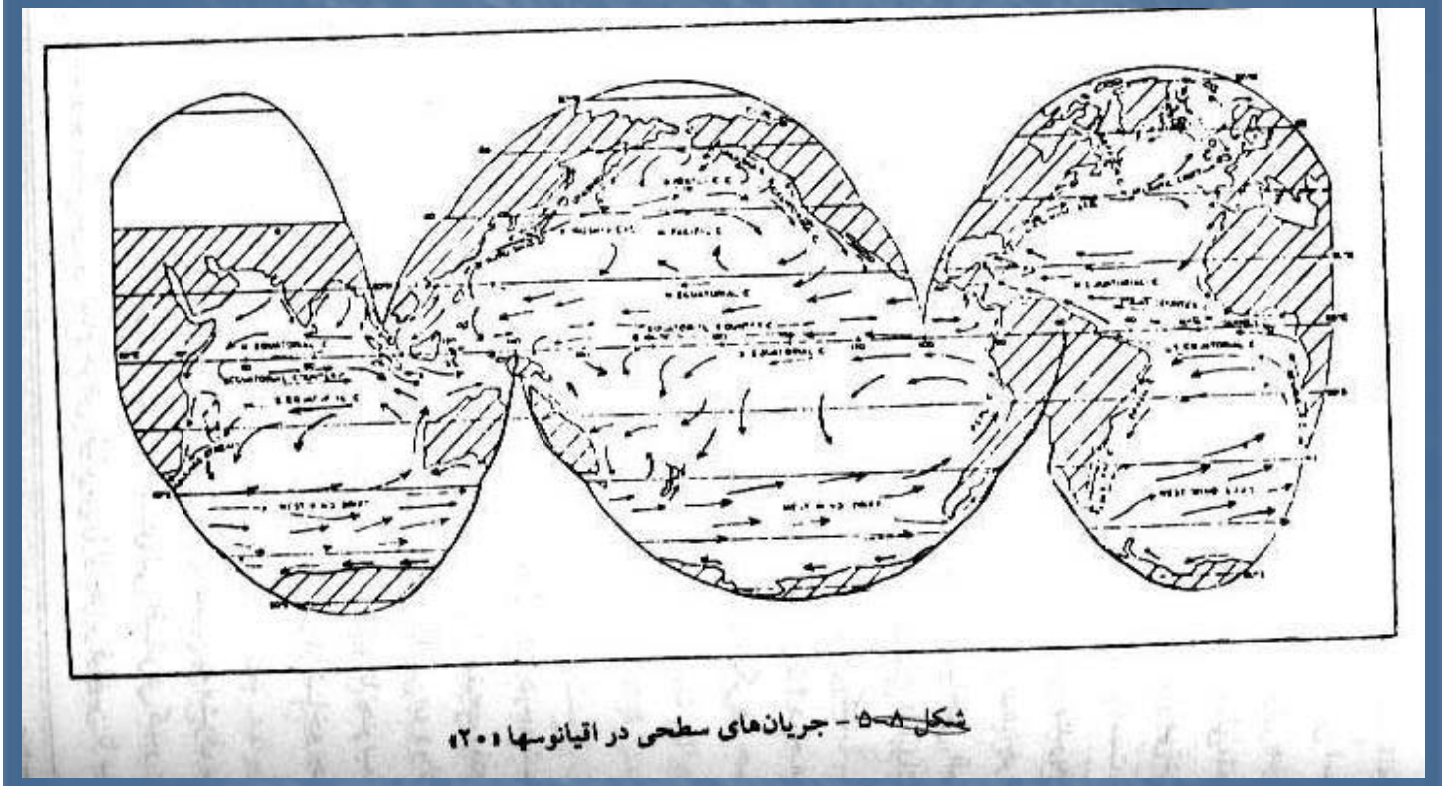
جریانهای سطحی
اقیانوس اطلس

دردوطرف منطقه آرام

استوائی(دولدروم)بادهای آلیزه آبهای سطحی اقیانوس را به سمت مغرب می راند ودرنتیجه دوجریان درطرفین استوا ایجاد می شود.این دو به نام جریان استوائی شمال وجریان استوائی جنوبی موسومند.بین این دو جریان، جریان دیگری درجهت مخالف دیده می شود که آن راضد جریان استوائی نامیده اند.

بالا آمدن سطح دریا درخلیج مکزیک ازعوامل مهم درپیدایش سیستم جریان گلف استریم است.قسمت جنوبی سیستم گلف استریم به نام جریان فلوریدمعروف است.

بخش میانی(حدود نصف النهار۴۵درجه غربی)گلف استریم اصلی است،ازاین نقطه به بعد به نام جریان اطلس شمالی موسوم است.



شکل ۸-۵ - جریان‌های سطحی در اقیانوسها [۲۰]

دراطلس شمالی دو جریان بزرگ آب سرد، که از آبهای حوضه قطب شمال سرچمشه می گیرد به سمت جنوب جاری است.یکی جریان گرینلند شرقی است.دیگری جریان مشهور لابرادور می باشد.لابرادوربزرگترین جریان آب سرد نیمکره شمالی، تمام سواحل شرقی امریکای شمالی تحت تأثیر قرار می دهد.

محل برخورد این جریان با آبهای گرم گلف استریم به «دیوارسرد»مشهور است.

در اطلس جنوبی جریان برزیل ازحدود ۳۵ درجه جنوبی بتدریج به مشرق برگشته وپس ازطی عرض اقیانوس به جریان بنگوئلا می پیوندد.درجریان بنگوئلا شاخه ای از جریان سرد قطب جنوب است که در طول سواحل غربی آفریقای جنوبی به طرف شمال حرکت می کند.

اقیانوس آرام

دراقیانوس آرام جریان استوائی شمالی بین مدار۹الی۲۵درجه شمالی حرکت می کند.این چریان ازجنوب مکزیک شروع شده درمغرب اقیانوس کبیردراثربرخوردبه جزائزفیلپین به دوشاخه تقیسم می شود، شاخه ای شمالی به تبعیت از بر آمدگی جزایر ریوکیوتا جنوب ژاپن پیش می ورد وا ز آنجا به مشرق برمیگردد.این شاخه که قویترازشاخه جنوبی است جریان کوروشیو نام دارد.

شاخه جنوبی جریان استوائی شمال
ازجنوب جزایرفیلیپین به مشرق برگشته به
ضد جریان استوائی می پیوندند.
دمباله جیران کوروشیو مثل گلف استریم
بهسمت شمال شرقی می رود.این بخش از
جریان به نام جریان اقیانوس کبیر شکلی
معروف است.ادامه آن درخلیج آلاسکا به
جزایر آلاسکا موسوم است.

دراقیانوس کبیرشمالی جریان سردی مشابه لابرادو وجود دارد که ازتنگه برینگ وارد اقیانوس می شود.این جریان به نام اویاشیوموسوم است.

در اقیانوس کبیرجنوبی به علت وجود برجستکیها و جزایر بیشمارمسیرجریانهای اقیانوسی به اندازه سایر مناطق منظم نیست.

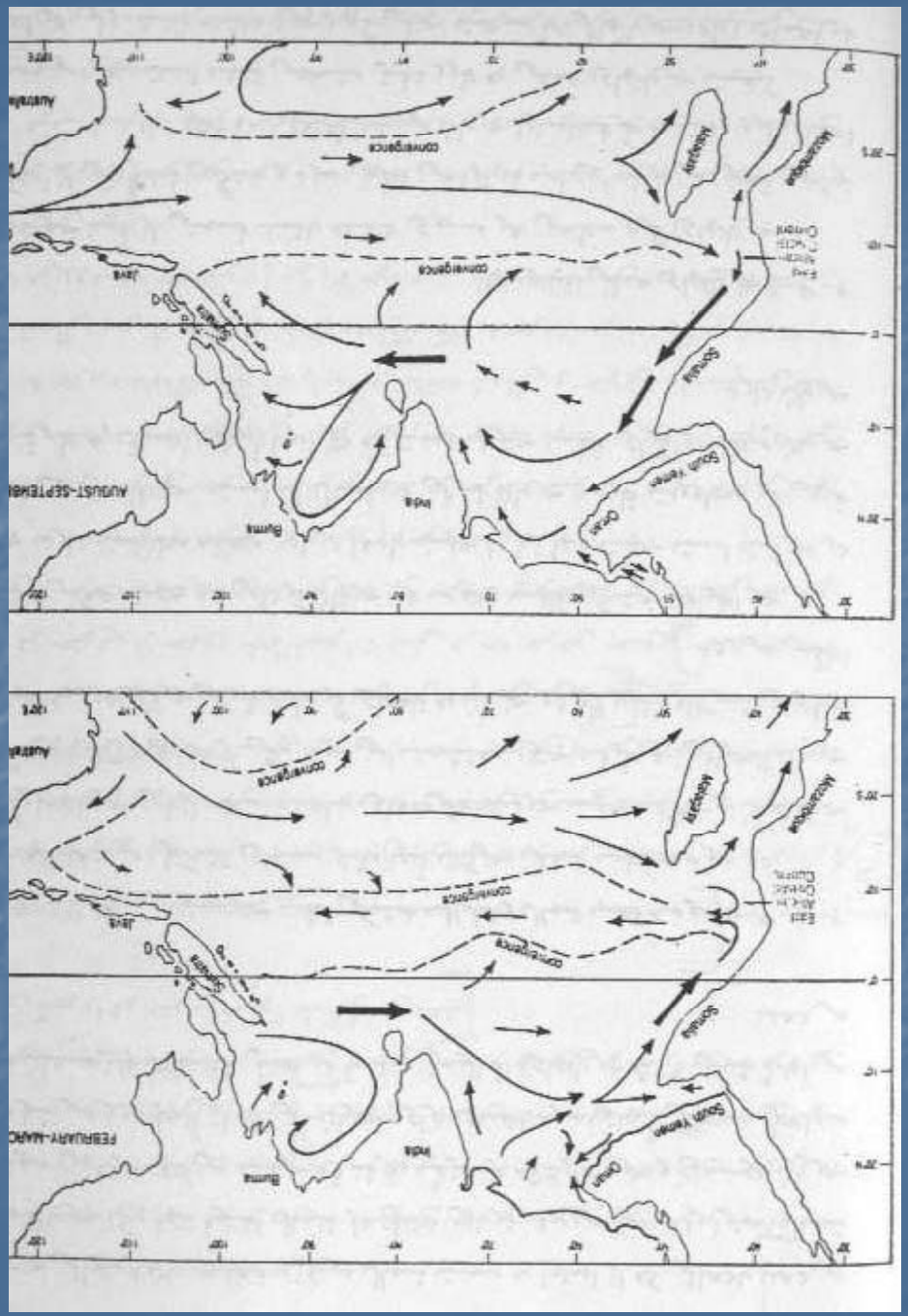
جریان پرو که جریان همبلت نیز گفته می شود تقریباً قرینه جریان بنگوئلا دراطلس جنوبی است وقسمتی ازمدارجریان گردابی اقیانوس کبیر را درجنوب استوا تشکیل می دهد.

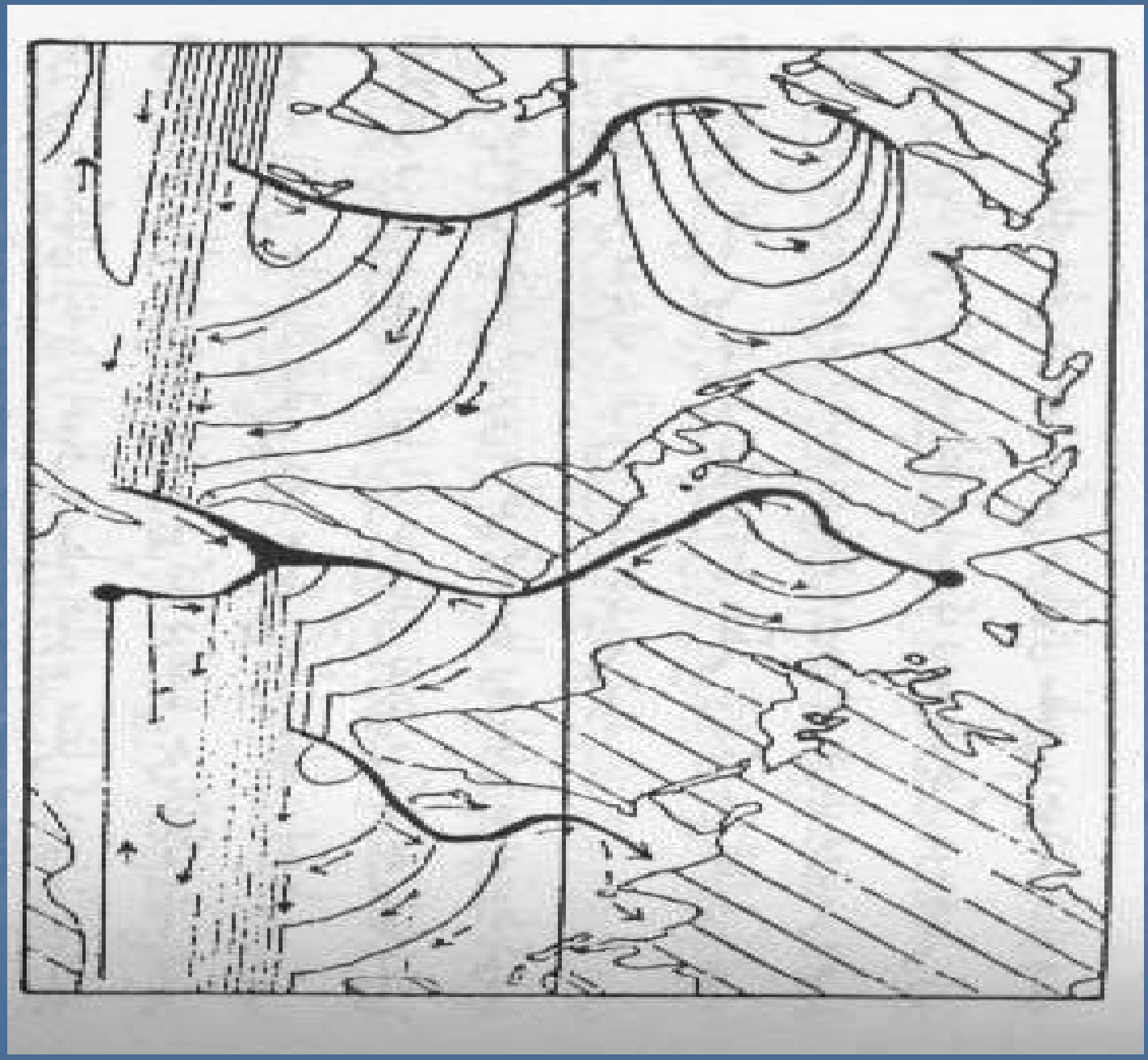
دراقیانوس هند نقش باد درتشکیل جریانها به روشنی دیده می شود.دراین اقیانوس جهت وسرعت جریانها به تبعیت ازبادهای موسمی تغییرمی یابد.
در زمستان نیمکره شمالی در شمال استوا جریان به سوی غرب ازجنوب خلیج بنگال و دریای عمان گذشته به سواحل سومالی می رسد.

در تابستان نیمکره شمالی وضع جریانها در شمال اقیانوس هند تغییر می کند در این فصل تغییر جهت بادهیا موسمی اثرخود را به روی جریانها نشان می دهد.

حوضه قطب شمال

درحوضه قطب شمال حرکت آبها مدار بسته ای تشکیل می دهد. که جهت حرکت آن بر خلاف جهت حرکت عقربه های ساعت است. از این جریان بزرگ سه جریان انحرافی به طرف جنوب منشعب می شود یکی از دو جریان به نامهای گرینلند شرقی و لابرادور به اقیانوس اطلس می رود.


Somalia
India
Burma
Java
Australia
Madagascar
Arabian Sea
Somali Current
Oman
Convergence
AUGUST–SEPTEMBER
FEBRUARY–MARCH



جریانهای اقیانوسی نیزعمدتا دراثربادهای غالب وحرکت وضعی زمین ایجاد می شود علاوه بر آن اختلاف سطح ناشی ازتبخیر زیاد ویا ورود آب رودهای بزرگ نیزدر پیدایش جریانها دخالت دارد.جریانهای عمقی اغلب در نتیجه تفاوت چگالی بین توده آبهای سطحی وعمقی بوجود می آید.

منطقه جغرافیائی اقیانوسها به شرح زیر می باشد:

منطقه قطبی شمالی

منطقه مجاور قطبی شمالی

منطقه معتدله

منطقه فوق مداری

منطقه مداری

منطقه مجاوراستوایی

منطقه استوایی

این منطقه شامل حوضه(باسن)قطب شمال در اقیانوس منجمد شمالی است با اینکه بیلان تابش دراینجا مثبت است ولی تمام حرارت به مصرف ذوب یخ وتبخیر می رسد.

درجه حرارت هوا ولایه های سطحیِ اقیانوس زیر صفراست واقیانوس تقریباً به طور دایم به وسیله یک لایه یخی پوشیده شده است. آب از نظر جانداران فقیراست.

شامل پهنه هائی ازاقیانوس ودریاهای
باز می باشد و مرزجنوبی آن در
داخل حدودی است که یخ های فصلی
(بانکیزهای فصلی)وکوه های یخی
(آیسبرگ ها)می توانند ظاهر شوند
وازهر حیث با کمربند فشارکمی که از
مراکز فشار کم ایسلند وآلئوسین
می گذرد تطبیق می کند.

منطقه معتدله با حاکمیت باد معتدل مشخص می شود که جهت آن غربی است.حرارت متوسط سالانه آب نزدیک به ده درجه سانتیگراد می باشد.این منطقه محل فعالیت توفانهای سیکاونی وبارش زیاد است.

آب از اکسیژن و املاح تغذیه ای غنی است و فاوانی پلانکتون گیاهی به آب رنگ سبز می دهد.

منطقه فوق مداری

درجه حرارت متوسط سالانه آب درنیمکره جنوبی ۱۵ ودرنیمکره شمالی۱۶درجه می باشد.در زمستان هوا معتدل است.

تابستان خشک و گرم موجب تبخیر شدید وبالا رفتن درجه شوری بخصوص دردریاهای داخلی می شود.

عدم اختلاط آبهای اقیانوسی درجهت قائم میزان اکسیژن و پلانکتون را کاهش می دهد، به همین جهت علت آبهای این منطقه از نظرصید ماهی چندان عنی نیست.

دراین منطقه فشار زیاد آتمسفروهوای مداری
درطول سال حکمفرماست.
ناچیز بودن مقدار ابر و بی اهمیت بودن
باران از ویژگیهای تمام منطقه است.
گردش قائم آب ضعیف است لذا مقدار
اکسیژن وپلانکتون ناچیز می باشد. آب شفاف
و آبی رنگ بوده وجانداران دریائی متنوع
ولی به مقدار کم وجود دارد.

منطقه مجاوراستوائی

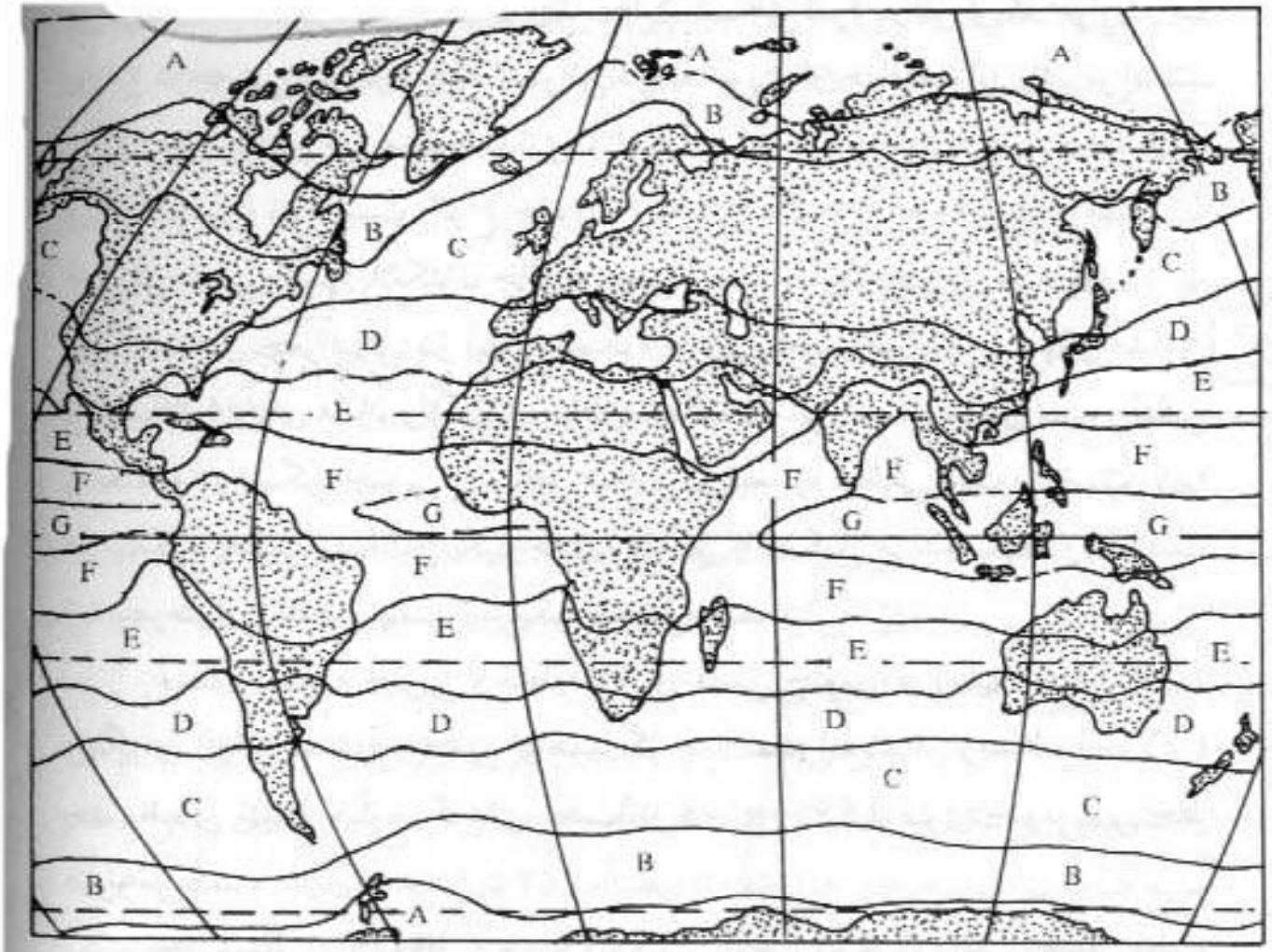
ویژگی های این منطقه تغییرفصلی هوای مداری به استوایی است.در تابستان بادهای موسمی جنوب شرقی تسلط دارد برای بقیه سال وزش بادهای تجارتی شمال شرقی وشرقی جای آن را می گیرد.

به علت ضعف اختلاط قائم اکسیژن آب کم بوده وتنها مقدار ناچیزی پلانکتون وجود دارد.

منطقه استوائی

این منطقه باهوای گرم ومرطوب استوائی، فراوانی ابر،باران سنگین،نسیم ملایم مشخص شده است.

درمزرهای بین منطقه مداری واستوائی به سبب اختلاط قابل توجه آنها،میزان اکسیژن زیاد است.انواع جانوارن زیاد ومقدار آن قابل توجه می باشد.



A منطقه قطبی B منطقه مجاور قطبی C منطقه معتدله E منطقه مداری F منطقه فوقاستوایی G منطقه استوایی D منطقه فوق مداری

مناطق جغرافیائی اقیانوسها «۲۷»

دریاچه ها

برای تشکیل یک دریاچه، وجود یک چاله بسته، یعنی چاله های که از هر طرف محور باشد، وآبی که آنرا پراکند کافی است. چاله های بزرگ وکوچک با فرایندهای مختلف ومکانیزمهای متفاوت درهرنقطه از سطح خشکیها تشکیل شده است.

درمناطق پرباران استوائی تعدد دریاچه ها یک امر طبیعی است.
مناطق بیابانی به سبب شرایط نامساعد، جائی است که کمتر انتظار دیدن دریاچه می رود با وجود این در حواشی بیابانها دریاچه های زیادی، هرچند موقتی و کم اهمیت، می توان مشاهده کرد.

دریاچه های آب شیرین درمناطق مختلف ضمن اینکه مخازن آب مصرفی انسانها در زمینه های مختلف بهداشتی و کشاورزی وصنعت است درعین حال قسمتی از پروتئین مورد نیازساکنین وکشاورزی و صنعت است درعین حال قسمتی از پروتئین مورد نیازساکنین اطراف آنرا تامین می کند.
دریاچه های شور،مخازن املاحی است که که می تواند پایه صنایع شیمیائی دریک ناحیه باشد و یا آنرا تکمیل کند.

بعضی از دریاچه های دراثرتغییرات اقلیمی ازبین می رود.هنگامی که شرایط اقلیمی خشک برحوضه آبگیر دریاچه ای حاکم شد آنرا درمدت کوتاهی به یک کویرتبدیل می کند.در دریاچه هائی هم که وجود آنها به یک رشته آب جاری بستگی دارد پدیده تصرف و انحراف می تواند سبب از بین رفتن دریاچه گردد.

طبقه بندی دریاچه ها

طبقه بندی دریاچه ها بر اساس منشاء چاله آنها:

۱–دریاچه های زمین ساختی(تکتونیکی)

۲– دریاچه های آتشفشانی

۳– دریاچه های یخچالی

۴– دریاچه های کارستیک

۵–دریاچه های ناشی از فرایندهای ساحلی

۶–دریاچه های حاصل ازریزش ولغزش زمین

۷–دریاچه های ناشی ازعمل باد

۸–دریاچه ناشی ازعمل آبهای جاری

۹–دریاچه های ناشی ازفعالیت زیستی جانداران

۱۰–دریاچه های متئوریتیک

۱۱– دریاچه های ناشی از فعالیتهای انسان

دریاچه های زمین ساختی(تکتونیکی)
چاله اغلب دریاچه های بزرگ دنیا
منشاء تکتونیکی دارد.دریاچه
مازندران که وسعت آن از بعضی
دریاهای داخلی وکناری هم
بزرگتراست دراثرحرکات خشکی زائی
ایجاد شده است.

برخی ازدریاچه های درنتیجه تاب برداشتن حواشی یک حوضه به سوی بالا تشکیل شده است.دریاچه ویکتوریا در آفریقا با چنین مکانیزمی بوجود آمده است.

حرکات کوهزائی نیز با ایجاد ناودیس های بسته و فرورفتگیهای مختلف چاله هائی تشکیل می دهد گاهی یک تاقدیس انتهای پست یک دوره ناودیسی را سد کرده و سبب جمع شدن آبها و تشکیل دریاچه می شود.

گسل ها نیز به طرف مختلف چاله های تکتونیکی بوجود می آورد. نوع خیلی مهم آنها حوضه های مابین گسل های یعنی ریفت های بسته است،عمیق ترین دریاچه دنیا یعنی بایکال (۱۷۴۱ مترعمق)در یک ریفت (گرابن)جای دارد ودریاچه تانگانیکا آلبرت در آفریقا نیزهمین حالت را دارد.

دریای پرتگاههای گسلی هنگامی که شیب توپوگرافی به سوی دیواره پرتگاه باشد جمع شدن آبها به تشکیل دریاچه می انجامد.

دریاچه های آتشفشانی

فعالیت آتشفشانی به صورمختلف چاله های دریاچه ای ایجادمی کند.دهانه مخروطهای آتشفشانها در شرایط مساعد به دریاچه های مدور تبدیل می شود.درقله سبلان وسهند نمونه هائی ازاین تیپ وجود دارد.

درکالدارها که چاله های وسیع در وی ساختهای آتشفشانی است دریاچه های بزرگتری ایجاد می شود.

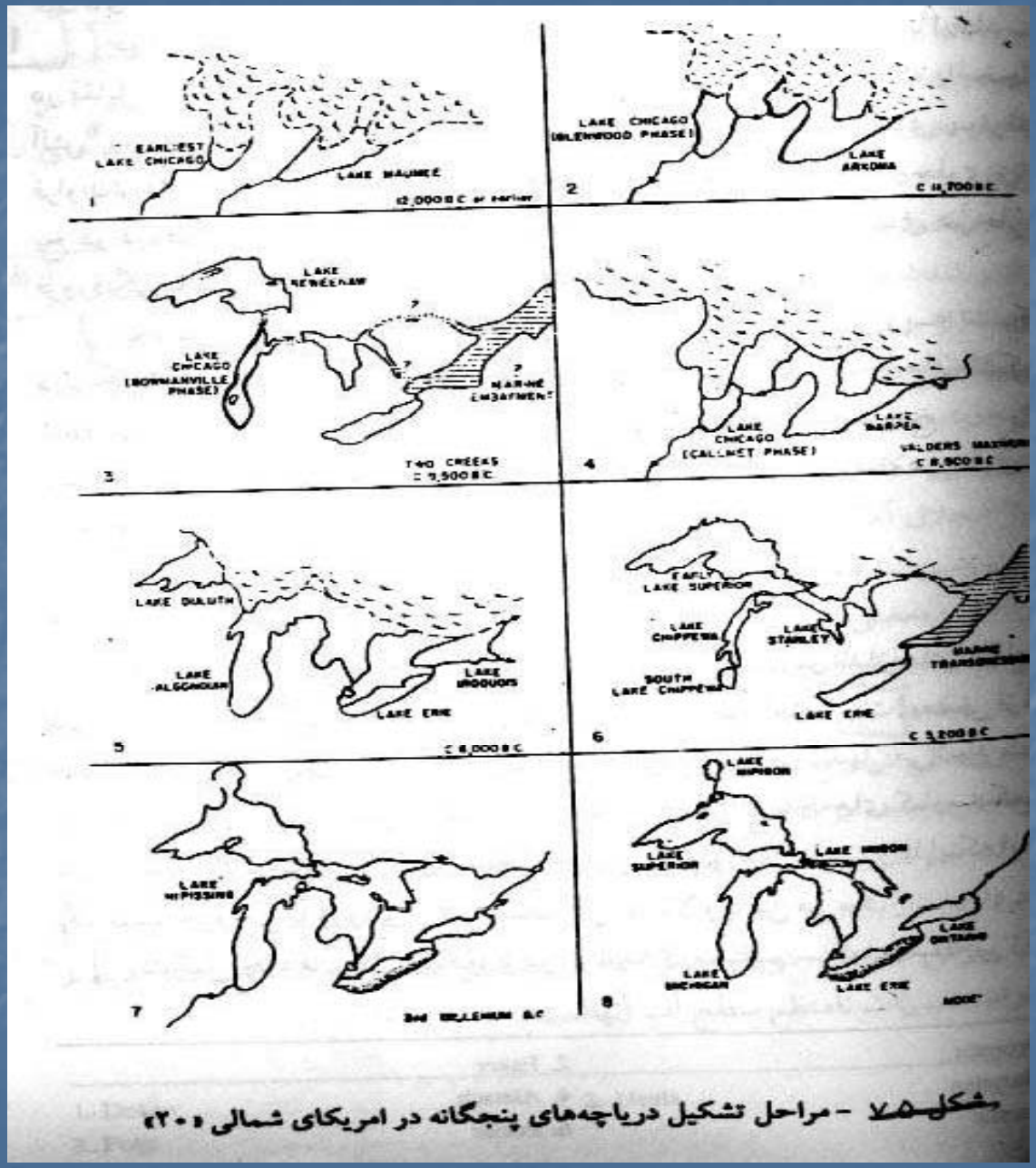
نقشه دریاچه کراتر در اورگون

دریاچه های یخچالی

در مناطقی که در کواترنر درمعرض فرسایش یخپالی قرار داشته واکنون بیرون از قلمرو و یخچالهاست،چاله های دریاچه ای مختلف به تعداد زیاد دیده می شود.این چاله ها با عمل کاوشی، یا تراکمی یخچالها بوجود آمده و یا در اثرایجاد یک سد بوسیله یخرفتها شکل گرفته است.

یک نوع دریاچه ها که با عمل کاوشی یخچالها ارتباط دارد دریاچه های انتهائی دره های یخچالی است که با تجمع آب در آنها امروز به صورت دریاچه های در آمده است.درجلوی آنها اغلب سدهائی از یخرفت نیز وجود دارد.

در عرضهای بالا،چاله های بزرگ و کوچک زیادی وجود دارد که درسنگهای نرمتردرنتیجه فرسایس تفریقی(دیفرانسیل)یخ تشکیل شده است.دریاچه های پنچگانه در آمریکای شمالی بزرگترین چاله هائی است که درنتیجه عمل تخریبی یخ بوجود آمده است.



شکل ۷۵ - مراحل تشکیل دریاچه‌های پنجگانه در امریکای شمالی (۲۰)

در کوهستانهای گاهی زبانه یخ در محل ورود به دره اصلی یک رود با ایجاد سد در مقابل آن سبب تشکیل دریاچه می شود دریاچه مارجلن در آلپ که با یخچال آلش سد شده است نمونه معروف این گونه دریاچه هاست.

یخرفتهای پیشانی دریخچالهای قاره ای (انلاندسیس)به تشکیل دریاچه های وسیعتر امکان می دهد.
یخ درموقع پیشروی بسترخود را بشدت ساییده وآنرا گود می کند، تراکم یخرفت در جلوی آن در واقع سبب افزایش عمق دریاچه می شود.

دریاچه های کارستیک

درمناطق آهکی چاله های فراوان دیده می شود همگی در اثر انحلال سنگ آهک بوجود آمده است.

تشکیل چاله های کارستیک،یا دراثرانحلال مستقیم سنگهای سطحی زمین بوده یا به سبب انحلال لایه های زیرین ونشست سنگهای بالائی می باشد.

ساده ترین شکل دریاچه در مناطق آهکی، دریاچه های گرد و چاه مانند است که از پرشدن یک دولین از آب بوجود آمده است.دریاچه های اولاً درچاله هائی است که از بهم پیوستن دو یا چند دولین تشکیل می شود.

دریاچه های وسیع در پولیه ها قرار دارند. پولیه پاله خیلی بزرگ بوده وبه طورعمده از انحلال سنگهای آهکی درحوضه های تکتونیکی شکل می گیرند.دریاچه های واقع درپولیه ها را دریاچه های تکتونو– کارستیک نیز می گویند.

دریاچه های ناشی ازفرآیندهای ساحلی
درنتیجه عمل دریا در سواحل پست دریاچه
هائی بوحودمی آید که به آنها مرداب
می گویند مردابهای ساحلی با نوار باریکی
ازدریا جدا شده است بعضی هیا با محرای کم
عرضی با دریا درارتباط بوده برخی دیگر
ارتباط دائمی با دریا نداشته وفقط به هنگام
مد ویا دراثر امواج بزرگ مقداری از آب دریا
وارد آنها می شود.

جریان ساحلی مواد مختلف حاصل تخریب سواحل ویا آبرفتهای وارده بر آنرا درطول ساحل حمل می کند.این موارد در مقابل خلیجها و یا آبرفتهای وارد بر آنرا درطول ساحل حمل می کند.این موارد درمقابل خلیجها از یک دماغه به سوی دماغه دیکرحرکت کرده ودرقسمتهای عمیق ته نشینی می شود.تداوم این پدیده سبب پیدایش زبانه ای می شود که بر آن تیر ساحلی یا پیکان ساحلی می گویند. رشد تیر ساحلی قسمتی از دریا را بتدریج جدا کرده و سرانجام آنرا به صورت مرداب در می آورد.

دریاچه های ناشی از ریزش ولغزش زمین توده های عظیم سنگ وخاک که دراثر لغزش یا ریزش جابجا می شوداغلب سطح ناهمواری را بوجود می آورد که گاهی تجمع آب درگودیهای روی آن، دریاچه های کم اهمیت وکوتاه عمری تشکیل می دهد.

دریاچه های ناشی ازعمل باد

باد نیز مانند سایرعوامل فرسایش از راه های مختلف چاله هائی ایجاد می کند که درصورت وجودشرایط لازم، به دریاچه تبدیل می شود. گودیهای مابین تلماسه های بادی نیزچاله هائی است که باعمل ساختمانی باد ایجاد شده وبیشتر در فاصله میان تپه های طولی دیده می شود.با تجمع ماسه های بادی دردره یک رورد ویا دهانه یک حوضه نیز دریاچه های سدی تشکیل می شود.

دریاچه های ناشی ازعمل آبهای جاری
در پای آبشارها، ریزش آب زمین راحفر کرده و
چاله هائی ایجاد می کند که در صورن از بین رفتن
آبشار،یا تعمیر مسیر آن به دریاچه تبدیل
می شود.در مناطق کوهستانی تراکم آبرفت در
محل پیوستن به مجرای اصلی،سدی تشکیل داده
ودرپشت آن دریاچه ای بوجود می آورد.
در دلتاهای ودشتهای سیلابی هم مجرای متروک،
محل تشکیل دریاچه هاست.
دریاچه های نعل شکل که ماندرهای جدا شده
ازمجرای رودهاست، ازمناظر جلگه های طغیانی
است.

دریاچه های ناشی ازفعالیت زیستی جاندارن
تجمع وتراکم بعضی گیاهان سدهای
فیتوژنیک را بوجود می آورد که ممکن است
فرورفتگیهای مختلف را مسدود کرده وبه
تشکیل دریاچه منجرمی شود و رشد مرجانها
نیزسدهائی به صورت مختلف ایجاد می کند.
آتول های بهترین نمونه این گروه می باشد.

دریاچه های متئوریتیک

درنقاط مختلق زمین چاله هایی مخروطی شبیه کراترهای آتشفشانی وجود دارد که در اثربرخورد سنگهای آسمانی بوحود آمده است.این چاله ها را کراترهای منثوریت می گویند.مشهوریترین نمونه شناخته شده آنها کراتر بزرگ آریزونا درایالات متحده است که امروز چاله خشکی می باشد.

دریاچه های ناشی از فعالیتهای انسان
انسانها در فعالیتهای اقتصادی خود چاله
های مختلفی ایجاد می کنند که ممکن
است به قصد ساختن دریاچه با هدفهای
مختلف باشد ویا حفر زمین به منظور
دیگری بوده وچاله ایجاد شده در اثر
تجمع آب به صورت دریاچه در آید.
چاله های ناشی از انفجار بمب نیز جزء
این گروه است.

شکل یک دریاچه را می توان به طور کامل به وسیله یک نقشه باتی متریک بیان کرد. ازنقشه باتی متریک و یا ازاطلاعاتی که در تهیه آن مورد استفاده بوده،می توان کمیتهای دقیقی بدست آورد.این کمیتها را پارامترهای مرفومتریک می گویند.

مهمترین پارامترهای مرفومتریک عبارتند از :

الف– وسعت سطح دریاچه (A)

ب– حجم دریاچه (V)

ج–عمق حداکثر (Zm)

د– عمق متوسط

هـ– طول خط ساحل(L)

و– درجه تکامل خط ساحل(DL)

ز– نسبت عمق متوسط برعمق حداکثر

دریاچه ها مازندران بزرگترین
وبیشترین حجم را ازهرتوده آب جدا
ازاقیانوس دارد.
بزرگترین توده آب شیرین دنیا
ازنظرسطح دریاچه سوپرپور
وازنظرحجم دریاچه بایکال می باشد.

دریاچه بایکال با ۱۷۴۱متر
ژرفا،عمیق ترین دریاچه
وتانکانیکا با ۱۴۷۰مترعمق
حداکثر،دومین دریاچه دنیا را
این نظر می باشد.

نام دریاچه	منشاء چاله	وسعت (Km^2) A	عمق حداکثر (m) Zm	عمق متوسط (m) Z	نسبت $\frac{Z}{Zm}$	حجم (Km^3) V	طول خط ساحلی (Km) L	تکامل خط ساحلی DL
بایکال	تکتونیک (گرابن)	۳۱۵۰۰	۱۷۴۱	۷۳۰	۰/۴۳	۲۳۰۰۰	۲۲۰۰	۳/۴
تانگانیکا	تکتونیک (گرابن)	۳۴۰۰۰	۱۴۷۰	۵۷۲	۰/۳۹	۱۸۹۴۰	۱۹۰۰	۳/۱
مازندران	تکتونیک(اپیروژنتیک)	۴۳۶۴۰۰	۹۴۶	۱۸۲	۰/۱۹	۷۹۳۱۹	۶۰۰۰	۲/۵۵
نیاسا	تکتونیک (گرابن)	۳۰۸۰۰	۷۰۶	۲۷۳	۰/۴۹	۸۴۰۰	۱۵۰۰	۲/۷
کراتر	آتشفشانی(کالدرا)	۵۵	۶۰۸	۳۶۴	۰/۶۰	۲۰	۳۵	۱/۳۳
سوپریور	یخچالی	۸۳۳۰۰	۳۰۷	۱۴۵	۰/۴۷	۱۲۰۰۰	۳۰۰۰	۲/۹۳
ویکتوریا	تکتونیک(اپیروژنتیک)	۶۸۸۰۰	۷۹	۴۰	۰/۵۱	۲۷۰۰	۳۴۴۰	۳/۷
آرال	تکتونیک(اپیروژنتیک)	۶۲۰۰۰	۶۸	۱۵/۶	۰/۲۳	۹۷۰	۲۳۰۰	۲/۶
میشیگان	یخچالی	۵۷۸۵۰	۲۶۵	۹۹	۰/۲۷	۵۷۶۰	۲۲۱۰	۲/۶
انتاریو	یخچالی	۱۸۷۶۰	۲۲۵	۹۱	۰/۴	۱۷۲۰	۱۳۸۰	۲/۸
لادوگا	گلاسیونکتونیک (؟)	۱۸۷۳۴	۲۵۰	۵۲	۰/۲۱	۹۲۰	۹۳۰	۱/۹۵
بالخاش	تکتونیک (گرابن)	۱۷۵۷۵	۲۶/۱۵	۶/۱۳	۰/۲۳	۱۱۲	۲۳۸۴	۵/۰۸
چاد	تکتونیک (؟)	۱۶۵۰۰	۱۲	۱/۵	۰/۱۳	۲۴	۷۰۰	۱/۵۶

مشخصات مرفومتری بعضی از دریاچه‌های مهم دنیا.

دریاچه بر جب منشاء چاله و میزان تکامل آنها ممکن است به اشکال زیر دیده شود:

۱–مدور

۲– شبیه دایره

۳–بیضی شکل

۴– شجری

۵– حلقوی

۶– مثلث

۷– غیر منظم

جزایر دریاچه ها ممکن است با چند فرآیند مختلف تشکیل شده باشد.

۱– جزایر رلیک که بقایای خشکیهای قبلی است. دراثرگسلش و پدیده های نظیر آن اغلب دردریاچه های تکتونیکی بوجودمی آید.

۲– جزایرآتشفشانی، مخروطهای ثانوی آتشفشانهاست که در دریاچه های کالدرا تشکیل می شود.

۳– بیشتر جزایردریاچه های یخچالی ، تپه هائی است که در اثر مقاومت در برابر فرسایش به صورت برجسته باقی مانده وبا تشکیل دریاچه به جزیره تبدیل شده است.

۴–جزایرساحلی اغلب از بریده شده دماغه های و انواع دیکرفرایندهای ساحلی شکل گرفته است وجزایر ناشی ازتراکم مواد، ممکن است از بریده شدن زبانه ها با تیرهای ساحلی، پس از تکوین آن ها شکل بگیرد.

۵– جزایرشناورموقتی هنگامی تشکیل می شود که در اثرفعل وانفعالات شیمیائی مختلف دررسوبات کاز تولید شده و انتهای لایه ای را بالا بیاورد.

دلتاهای درجائی که رودی به دریاچه وارد می شود،شکل می گیرد سرعت وتلاطم آب رودخانه دربرخورد با آب دریاچه کاهش یافته ومحتوای جامد آن بسرعت ته نشین می شود.تداوم این پدیده منجربه تشکیل دلتا می شود.

دریاچه های برای تشکیل دلتا مساعد
تراز دریاها می باشد دراینجا
جریانهای شدید ساحلی وامواج بزرگ
کمتر دیده بوده و پدیده جزرومد
دیده نمی شودو به این سبب در دهانه
هررودکوچکی نیز ممکن است دلتائی
شکل بگیرد.

میزان حرارت آب در دریاچه ها،افزایش وکاهش آن برحسب موقعیت جغرافیائی و حالت مورفولوژیکی چاله آنها متفاوت است. فورل(۱۹۱۲-۱۸۴۱)دانشمند سویسی دریاچه ها را براساس ویژگیهای حرارتی آب آنها به سه گروه **مداری، معتدل، قطبی** طبقه بندی کرده است.

دریاچه های مداری

دردریاچه های مداری حرارت آب درتمام فصول بالاتر از ۴+ درجه است وعموماً حرارت آبها سطحی بین(۲۰الی۳۰)درجه تغییرمی کند.به علت تغییرات در طول سال،لایه بندی ترمیک حالات مختلفی بخود می گیرد.

دریاچه های قطبی

آب این دریاچه ها خیلی سرد است ودرهیچ فصلی حرارت آب از ۴+ درجه تجاورنمی کند.سطح این نوع دریاچه ها درقسمت اعظم سال یخ بسته است.درتابستان آب دریاچه ها از نظر دما یکنواخت بوده ودرفصل زمستان لایه بندی ترمیک به صورت معکوس است.

املاح آب دریاچه ها

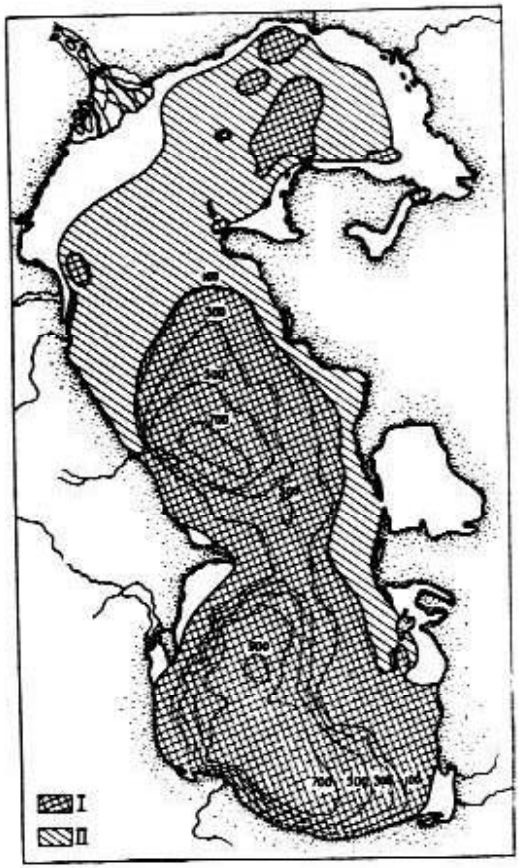
املاح مختلفی به صورت محلول در آب دریاچه ها وجود دارد بخش ومقدار املاح، برحسب منشاء دریاچه، جنس سنگهای حوضه آبگیر آن وشرایط اقلیمی ناحیه تغییر می کند.

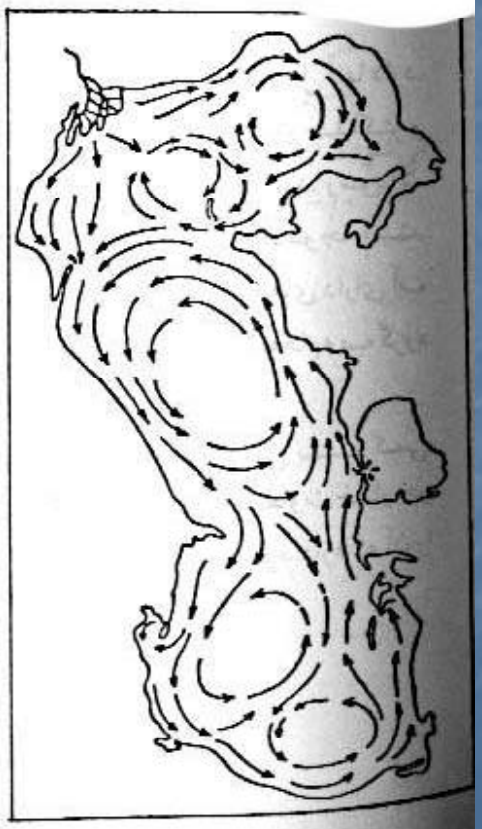
دراغلب دریاچه های شور،نسبت
کلرورها ازاملاح دیگر
بیشتراست.دریاچه هائی هم وجود
دارد که در آب آنها نسبت دویا سه
نوع نمک بیشترمی باشد بطور
استثنائی بعضی دریاچه ها
ترکیبات منیزیم بیشتری دارد.

پراکندگی درجه شوری درسطح
دریاچه ها تابع شرایط محلی
است.دردریاچه ها نیزمانند دریاها
در هرنقطه تبخیر زیاد باشد درجه
شوری نیز بیشتر است .

حرکات آب دریاچه ها

تمام عواملی که در دریاها سبب حرکات مختلف آب می شود، در دریاچه ها نیزموثراست.دردریاچه ها هم مثل دریاها موج، جزر و مد وجریانهای سطحی وجود دارد ولی ابعاد آنها کوچک است.





جریانهای سطحی دریاچه مازندران و مقایسه آن با شکل سواحل و حوضه‌ها «۲۴»

رودها توده آبهائی است که درمجراهای طبیعی بسوی حوضه های آبگیر مختلف درحرکت می باشند. آبگیر یا حوضه انتهائی رودهای بزرگ اقیانوسهاست. وبعضی رودها به دریاچه ها و یا باتلاقها می ریزند. مجرای رود را رودخانه می گویند.

پهنه ای از زمین که توسط یک سیستم رودخانه ای واحد زهکشی می شود،حوضه آبخیز آن رود می باشد وخط فرضی که کرانه های یک حوضه را ازحوضه های مجاور جدا می کند خط تقسیم آبها نامیده می شود.

انواع رودها

رودها بر حسب مداومت جریان آب آن درطول سال به رودهای دائم، فصلی وموقت طبقه بندی می کنند.

رودهای دائم درطول سال ویا حداقل ۹۰ درصد از طول سال دارای آب می باشند.

رودهای فصلی، درفصل
بارندگی وزمان ذوب برفها
و یخ ها جریان داشته و
بستر آنها در بقیه سال
خشک است.

رودهای موقت فقط چند ساعت یا چند روز پس از هربارش وجود داشته و سپس از بین می روند. رودهای فصلی را **خشک رود** نیز می گویند.

تیپ اقلیمی حاکم بر یک حوضه رودخانه ای حالت کلی جریان آب را در آن رودخانه مشخص می کنند.دراین رابطه ویژگیهای بارش(نوع، مدت، شدت، مقدار، وسطح بارش)و تبخیر وتعرق درمنطقه مورد مطالعه، از نظر هیدرولوژی مورد توجه می باشد.

الف– بارش

نوع بارش: تمام بارشهای جوی برحسب مکانیزمی که بخار آب موجود درجو را به شکل باران، برف و گاه تگرگ تبدیل می کند به سه تفسیم می شوند:

–بارش سیکلونی

–بارش جابجائی (فرازی)

–بارش اوره گرافیک (کوهستانی)

مدت بارش:

فاصله زمانی بین شروع و خاتمه بارش را می گویند.

شدت بارش:

بنا به تعریف، به مقدار بارش(معادل آب درمورد برف وتگرگ)در واحد زمان گفته می شود که معمولاً بر حسب میلیمتر دردقیقه یا ساعت بیان می شود.

مقدار بارش:

ارتفاع آب حاصل از یک بارش(از شروع تا خاتمه آن)می باشد که برحسب میلیمتر و یا سانتیمتر بیان می شود.

سطح بارش:

هر بارش به هنگام وقوع وسعتی از یک منطقه را در بر می گیرد که به آن سطح بارش گفته می شود.

بین مدت و مقدار بارش رابطه معکوس وجود دارد، بارانهای شدید ودوام کمتری دارند. برعکس در بارانهای ملایم مدت بارش بیشتر است.

برعکس بین مدت ومقدار بارش، ونیزمدت وسطح بارش رابطه مستقیم وجود دارد.هر چه مدت بارش بیشترباشد مقدار بارش نیز زیادتر می شود،همچنین بارشهای با مدت طولانی سطوح وسیعتری را می پوشاند.

تبخیر وتعرق

چنانچه «شدت تبخیر»از شدت بارندگی در یک رگبار بیشتر و یا با آن مساوی باشد چنین رگباری نمی تواند جریانی را ایجاد ویا در صورت وجودجریان، مقدار آنرا افزایش دهد. مقدار تبخیر به موقعیت ویا «فرصت تبخیر»بستگی دارد.

ویژگیهای مرفولوژیکی

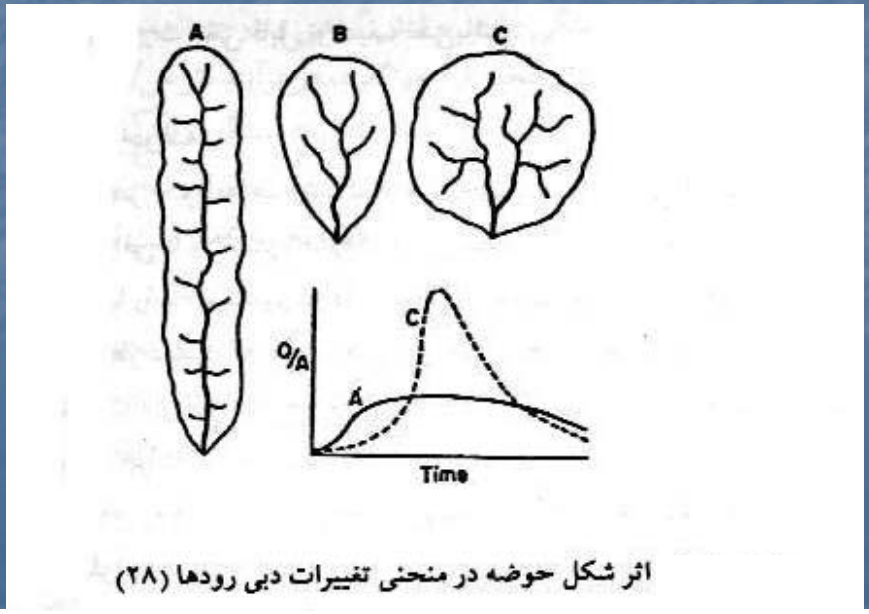
۱– وسعت حوضه

وسعت هرحوضه عبارتست از مساحت تصویر افقی آن که در روی نقشه های توپوگرافی با پلانیمتر اندازه گیری می شود. حجم آب رودها با مساحت حوضه آبخیز آنها رابطه مستقیم دارد.

شکل حوضه

شکل حوضه در «زمان تمرکز» آبها
در شاخه اصلی موثراست
ودرنتیجه حالت سیلابی یا آرامش
جریان ومدت تداوم جریان آبرا
در آبراهه اصلی حوضه تعیین
می کند.

درحوضه های گرد بهنگام بارشهای تند، سطح آب سریع بالا آمده وبزودی میز فروکش می کند.برعکس درحوضه های کشیده، بالا آمدن سطح آب تدریجی، قله سیلاب کوتاهتر،ولی مداومت آن بیشتراست.



اثر شکل حوضه در منحنی تغییرات دبی رودها (۲۸)

برای مقایسه شکل حوضه ها بصورت کمی از شاخص های مختلف استفاده می شود که دراینجا به دوشاخص اشاره می شود.

۱- ضریب فشردگی

۲- نسبت کشیدگی

الف– شاخص گراویلیوس یا ضریب فشردگی

ضریب فشردگی نسبت محیط حوضه به محیط فرضی است که مساحت آن برابر مساحت حوضه باشد وبا فرمول زیر محاسبه می شود:

$$Cc = \frac{0.28P}{\sqrt{A}}$$

Cc= ضریب فشردگی

P=پیرامون حوضه برحسب کیلومتر

A= مساحت حوضه بر حسب کیلومتر مربع

دراین حوضه بشکل دایره کامل Cc=1 خواهد بود درغیر آن این ضریب بزرگتر از عدد یم بوده ومیزان انحراف شکل آن راز دایره نشان می دهد.

نسب کشیدگی

این شاخص نسب قطردایره فرضی هم وسعت با حوضه آبخیزبه طول حوضه می باشد، یعنی

$$Re = \frac{Dc}{L}$$

Re=نسبت کشیدگی

Dc= قطر دایره هم مساحت با حوضه

L= طول حوضه

این نسبت هر قدر به عدد یک نزدیک باشد شکل حوضه به شکل دایره نزدیکتر است.

تراکم زهکشی

تراکم زهکشی عبارتست ازمیانگین طول آبراهه های هر حوضه در واحد سطح، یعنی:

$$Dd = \frac{\Sigma L}{A}$$

Dd= تراکم زهکشی

ΣL = مجموع طول آبراهه های حوضه

A= مساحت حوضه

تراکم زهکشی کیفیت زهکشی آب حوضه را نشان می دهد واز حدود یک کیلومتر بر کیلومتر مربع برای حوضه های با زهکشی نامناسب تا حدود سه کیلومتر بر کیلومتر مربع دارای حوضه های با زهکشی نامناسب تا حدود سه کیلومتر بر کیلومتر مربع برای حوضه های با زهکشی عالی تغییر می کند.

الگوی زهکشی

الگوهای زهکشی انواع زیادی دارد که چهار تیپ آن بیشر دیده می شود:

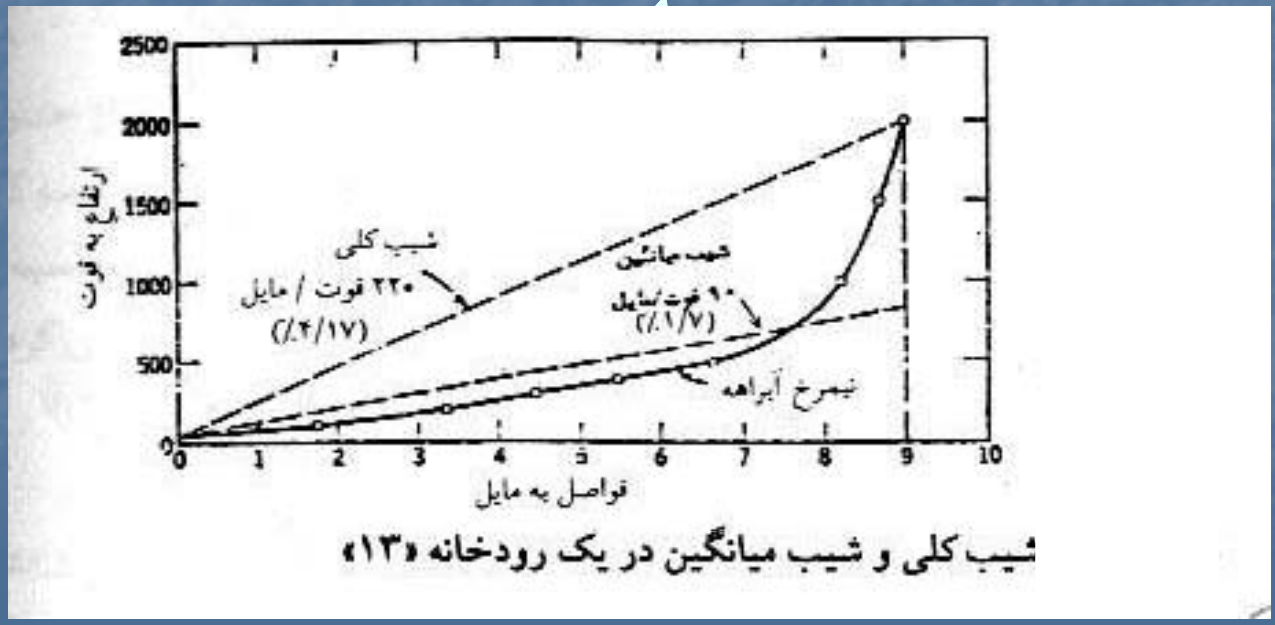
تیپ درختی– موازی – داربستی – مستطیلی

تیپ درختی زمین هایی را نشان
می دهد که ازیک نوع سنگ بوده
ودرموقع تشکیل شبکه،ساختمان آن
افقی ویا شیب خیلی کم داشته است.
نوع موازی یا شبه موازی اغلب در
ساختمانهای چین خورده وشکسته را
نشان می دهند.

نیمرخ طولی آبراهه اصلی وشیب متوسط حوضه

دربرخی نیمرخ طولی آبراهه اصلی سه قسمت قابل تشخیص است.درقسمت سر آب (حوضه علیه)شیب زیاداست،سرعت جریان وفرسایش درحداکثر می باشد بخش میانی (حوضه وسطی)شیب کمتری داشته وشاخه های خیلی کم و جریان آرام وبالاخره همراه با دشت سیلابی است.

برای تفسیر نحوه جریان،همچنین بر آورد فرسایش در یک آبخیز، شیب میانگین سطح حوضه اهمیت زیادی دارد.برای این منظورمی توان ازنقشه های شیب موجود استفاده کرد.روشهای دیگر نیزوجود



شیب کلی و شیب میانگین در یک رودخانه «۱۳»

ساده ترین روش استفاده از فرمول زیر می باشد:

$$S = \frac{\Sigma Lc \times E}{A}$$

S= شیب میانگین حوضه

Lc= مجموع طول منحنی های ترازدر محدوده حوضه

A= مساحت حوزه

E= فاصله منحنی تراز نقشه بر حسب متر

دبی یا بده رودخانه، طبق تعریف،حجم آبی است که درواحد زمان از یک مقطع مشخص رودخانه می گذرد.متوسط آبدهی یک رودخانه دریک دوره معین(روز،هفته، ماه وسال)دبی میانگین گفته می شود دبی حداقل مقدار آب رودخانه درخشک ترین مواقع سال ودبی حداکثر، حداکثر آبدهی رودخانه درپر آب ترین مواقع سال است.

اندازه گیری دبی رودخانه

با توجه به تعریف، دبی جریان درهرنقطه از رودخانه برابراست با حاصلضرب سطح مقطع جریان درسرعت آب که از آن عبور می کند.یعنی: Q=AV

Q=دبی A= سطح مقطع V= سرعت

سطح مقطع جریان، سطح محصورمابین نیمرخ عرضی رودخانه و«تراز رودخانه»می باشد.

دبی پایه و رواناب مستقیم

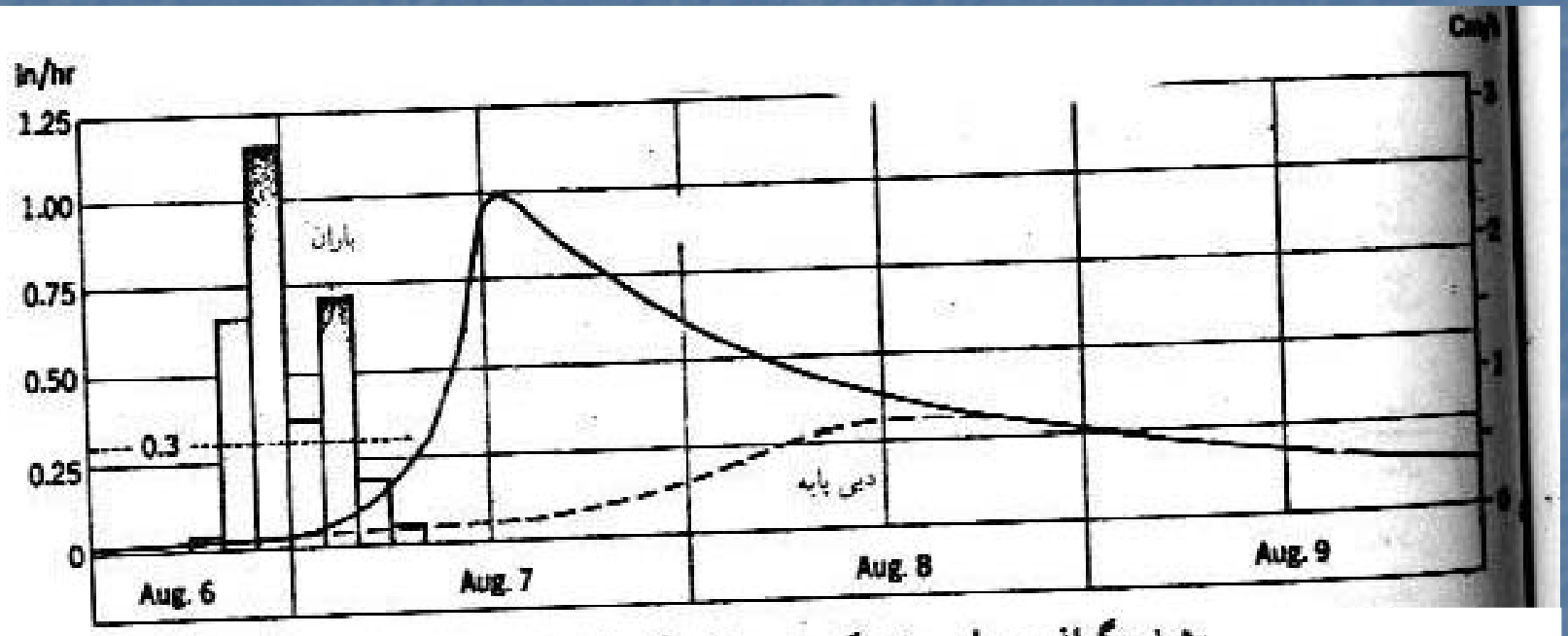
آبی که در رودخانه ها جریان می یابد بصورت کلی از پنج طریق به آن می رسد که می توان آنها را به دو دسته تقسیم کرد. دسته اول شامل: بارش نهری، جریان سطحی و جریان زیر سطحی، یا جریان تاخیری است که به مجموع آنها رواناب مستقیم می گویند.

بارش نهری، یا باران یا برقی است که مستقیماً به روی رود باریده وبلافاصله به آن اضافه می شود.
جریان سطحی، آن مقدار از باران است که بدون نفوذ درخاک درسطح آن جریان یافته و به آبراهه ها می رسد.
جریان زیر سطحی، بخشی از باران است که پس از نفوذ درخاک، در زیر لایه سطحی خاک روان شده و پیش از رسیدن به سفره های زیرزمینی به جریان آب رودخانه می پیوندند.

دبی پایه عمدتاً آبی است که از سفره های زیر زمینی ازطریق چشمه ها یا راههای دیگر رودخانه را تغذیه می کند، در بعضی نقاط ذوب تدریجی برف ویا یخچالها نیز در تغذیه رودها شرکت دارند که جزء دبی پایه محسوب می شوند.

آب نگار یا هیدروگراف:

هیدروگراف نموداری است که تغییرات دبی رودخانه رانسبت به زمان نشان می دهد. چنین نموداری را می توان برای چند ساعت(دربررسی اثر یک یک رگبار)تا یکسال(درمورد مطالعه چگونگی جریان سالانه یک رودخانه)ترسیم کرد.



هیدروگراف چهار روزه یک رود و اثر یک باران ۷ ساعته در آن «۲۸»

رابطه بین بارش وجریان رودخانه ای

برای توصیف رابطه بین بارش و جریان رودخانه ای شاخص های مختلفی وحود دارد. ساده ترین آن بیان مقدارجریان رودخانه ای،بصورت درصدی از کل بارش حوضه درطول سال می باشد، این در واقع واکنش هیدرولوژیکی سالانه یک حوضه رودخانه ای می باشد.

اصطاح واکنش هیدرولوژیکی در مورد حالت طغیان پذیر یک حوضه درمقابل یک بارش بکار می رود که با فرمول زیر محاسبه می شود.

$$\text{واکنش هیدرولیکی} = \frac{\text{مقدار روناب مستقیم}}{\text{مقدار بارش}} \times ۱۰۰$$

(در هیدرولوژی معمولاً هر گونه افزایش سریع وقابل توجه آب رودخانه را طغیان می گویند.

شاخص جریان

رابطه بین دبی، بارش وسطح حوضه با شاخص جریان بیان می شود، این رابطه نسبت تخلیه سالانه به سطح حوضه می باشد که معادل ارتفاع متوسط آب جریان یافته از حوضه (برحسب میلیمتر یا سانتیمتر)می باشد.

رابطه بین حداقل و حداکثر جریان

این رابطه که از تفسیم مقدار متوسط دبی حداقل برمقدار متوسط دبی حداکثردرطول یک دوره معین بدست می آید، میزان بی نظمی یاتعادل جریان آبرا دریک حوضه نشان می دهد. این نسبت هرقدر به عدد یک نزدیک باشد بمعنی نظم یا تعادل بیشتر درجریان رودخانه در دوره مورد بررسی (مثلاً ماه یا سال)است.

رژیم رودخانه ها

تغییرات سالانه میانگین متغیرهای اقلیمی یا هیدرولوژیکی را رژیم می گویند،رژیم یم رودخانه عبارتست از نوسان فصلی دبی آب آن که با میانگینهای ماهانه توصیف می شود.بدیهی است که رژیم هررودخانه با نحوه تغذیه آن در ارتباط بوده وتابعی از شرایط اقلیمی ناحیه می باشد.

رودها اولیه به دو گروه ساده وپیچیده تقسیم می شود که هر گروه نیزتیپ های مختلف دارد:

الف– رژیم ساده

ب– رژیم پیچیده

الف– رژیم های ساده

در این رژیم ها، افزایش وکاهش سطح آب و تعداد طغیانهای برگ تابعی از رژیک دما یا رژیم بارش ویا هر دوی آنها می باشد.انواع مهم رژیم های ساده عبارتند از:

۱– رژیم بارانی بحری
۲– رژیم بارانی مدیترانه ای
۳– رژیم بارانی تروپیکال
۴– رژیم برفی کوهستانی
۵– رژیم برفی جلگه ای
۶– رژیم یخچالی

رژیم های پیچیده :

رژیم های پیچیده ازترکیب رژیم های ساده بوجود م یآید ومخصوص رودهائی است که حوضه آنها وسیع بوده و درمناطق مختلف اقلیمی گتسرده شده اند،دراین رژیم ها، تنوع ویژگیهای مرفولوژیکی و زمین شناسی برپیچیدگی آنها می افزاید.

فرآیندی را که در نتیجه آن آب
از سطح به درون خاک وارد
می شود نفوذ می گویند و جریان
آب را داخل خاک که در صورت
ادامه سرانجام به لایه های آبدار
می رسد با لفظ فرونشست بیان
می کنند.

انواع سفرهای آبدار

سه نوع لایه با سفره آبدار دیده می شود:

الف– سفره آزادی یا باز

ب– سفره آویزان

ج–سفره تحت فشار یا محصور

الف– سفره آزاد یا باز

سفره های آزاد،لایه های آبداری است که بین آن و سطح زمین لایه غیر قابل نقوذی وجود نداشته باشد.به سطح حد بالائی آب دراین سفره(منطقه اشباع)سطح ایستایی گفته می شود.

ب– سفره آویزان

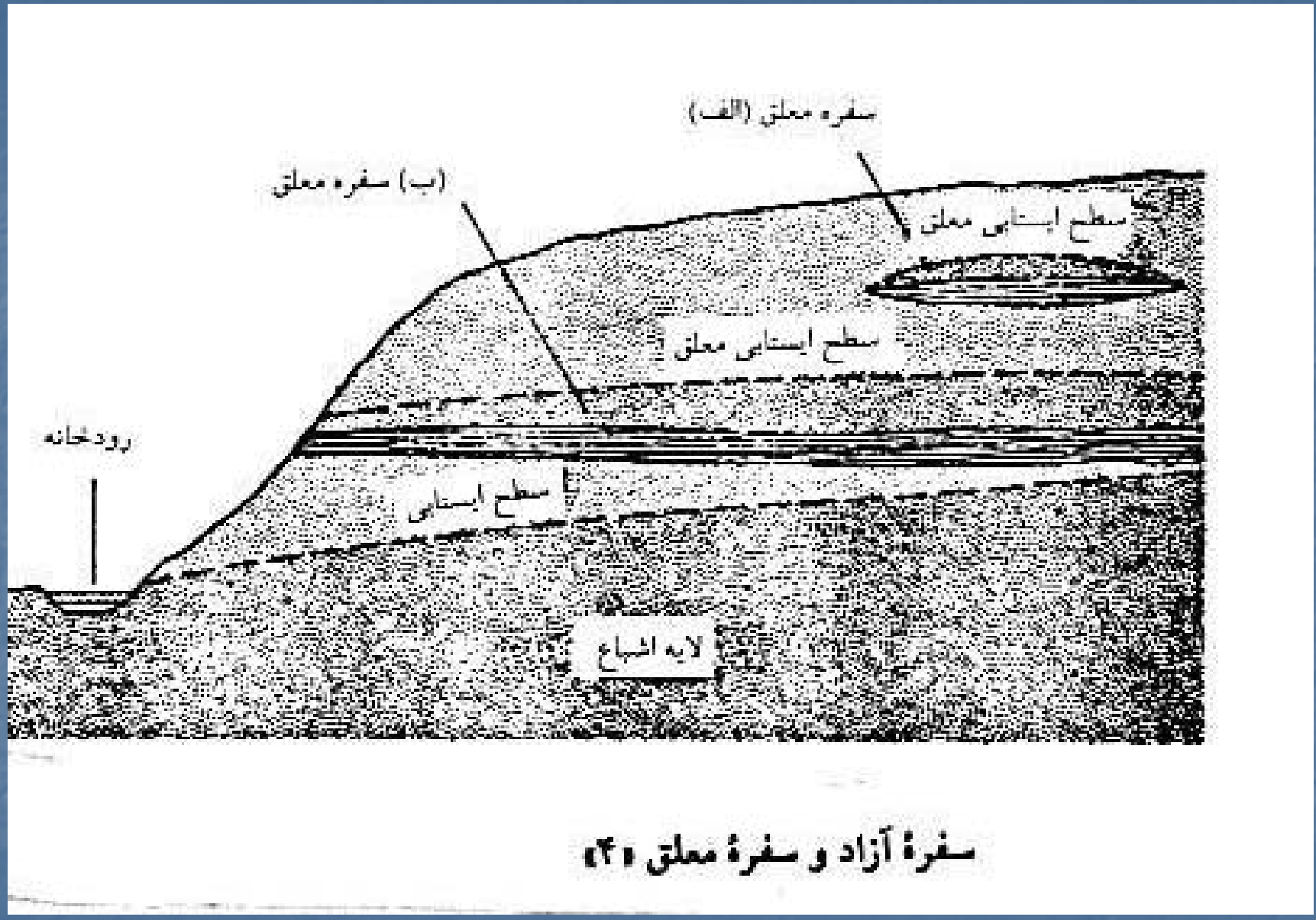
گاهی در بالاترازسطح ایستایی سفره های آزاد لایه کم وبیش غیرقابل نفوذ کوچکی دیده می شود که آن نفوذی بصورت یک عدسی درروی آن یک سفره کوچک تنشکیل داده است، به این پدیده سفر آویزان(یا سفره معلق)وسطح آب محدوده آنرا سطح ایستایی معلق می گویند.

ج–سفره های تحت فشار یا محصور

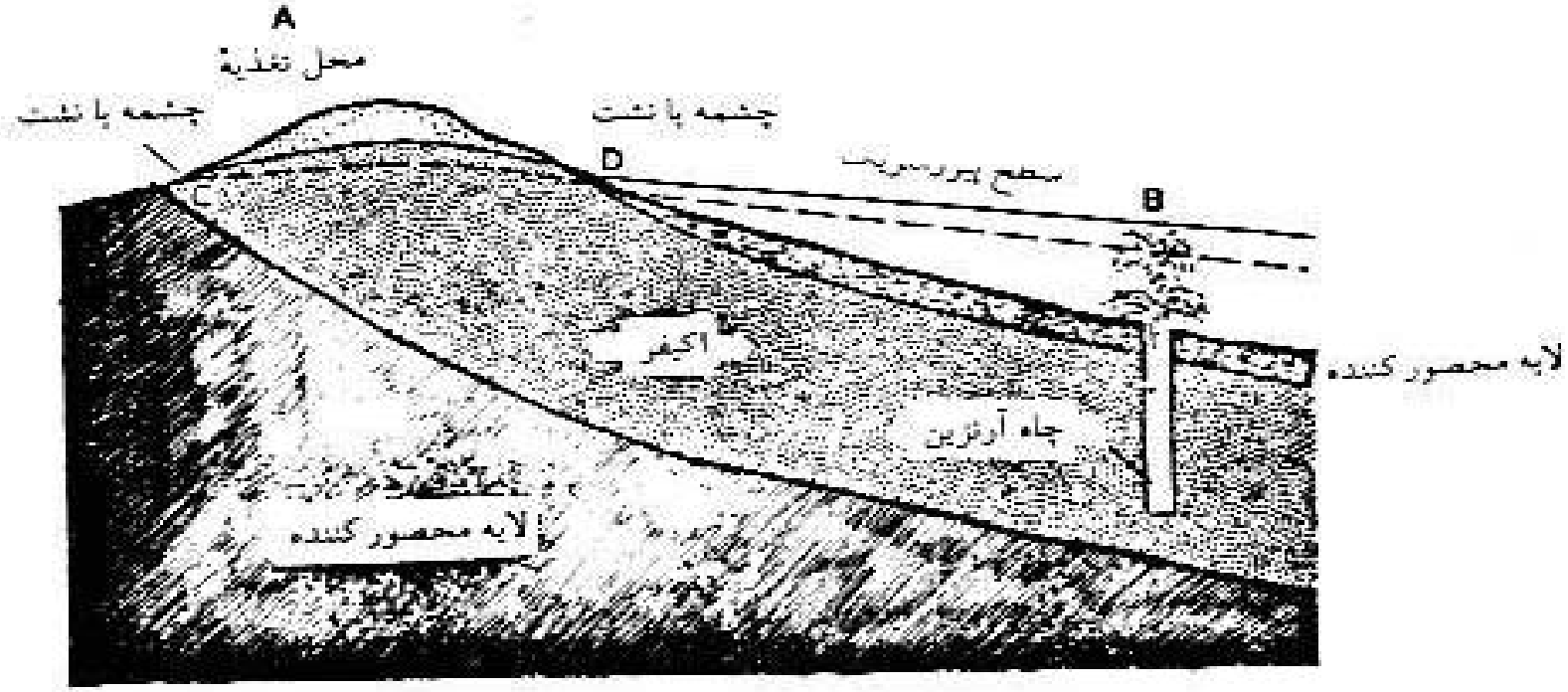
سفره تحت فشار یا سفره محصور،لایه آبداری است که بین دولایه غیرقابل نفوذ قرار گرفته وبسبب بالاتربودن سطح ایستایی در محل تغذیه سفره، آب درسایرنقاط آن تحت فشار می باشد.

سطح ایستایی درسفره های آزاد و سفره های معلق در جائیکه سطح زمین را قطع می کند، باتلاق های و چشمه ها را بوجود می آورند.

منشاء چشمه های پر آب از سفره هائی است که درسنگهای آهکی پرحجم وجود دارند که آنها را چشمه های کارستیک می گویند.



سفرهٔ آزاد و سفرهٔ معلق «۴»



سفرهٔ تحت فشار و سطح پیزومتریک (۴)

www.salampnu.com

سایت مرجع دانشجوی پیام نور

- ✓ نمونه سوالات پیام نور : بیش از ۱۱۰ هزار نمونه سوال همراه با پاسخنامه تستی و تشریحی
- ✓ کتاب ، جزوه و خلاصه دروس
- ✓ برنامه امتحانات
- ✓ منابع و لیست دروس هر ترم
- ✓ دانلود کاملا رایگان بیش از ۱۴۰ هزار فایل مختص دانشجویان پیام نور

www.salampnu.com