

আর্দ্র নাতিশীতোষ্ণ জলবায়ুর ও সরলবর্গীয় বনভূমির সম্পর্ক কিংবা সারনোজেন মাটির সঙ্গে শুষ্ক নাতিশীতোষ্ণ জলবায়ু ও স্তম্ভ তৃণভূমির সম্পর্ক জানা হলে মৃত্তিকাবিজ্ঞানের ছাত্র সহজে প্রাকৃতিক পরিবেশের প্রভাবে মাটির সৃষ্টির প্রক্রিয়ার আঞ্চলিক বৈষম্য বুঝতে পারে। এই কারণে এখানে মারবার্ট কিংবা ব্লিংকার শ্রেণিবিন্যাসের অন্তর্গত বিভিন্ন আঞ্চলিক মাটির সৃষ্টিপ্রক্রিয়া ও তাদের ওপর পরিবেশের প্রভাব আলোচনা করা হল।

৩.৩.২ পড্‌জলীভবন (Podzolization)

৩.৩.২.১ নামকরণ (Naming of soil)

পৃথিবীর শীতল নাতিশীতোষ্ণ জলবায়ুতে তাইগা বনভূমি অঞ্চলে পড্‌জল মাটির সৃষ্টি হয়। পড্‌জল (Podzol) শব্দের অর্থ 'কাঠের ছাই'। পড্‌জল মাটি প্রায় ছাইরঙা বা সাদাটে ধূসর বলে এই মাটির পড্‌জল নাম হয়েছে।

৩.৩.২.২ প্রাপ্তি অঞ্চল (Location)

মোটামুটি হিসেবে 80° থেকে 60° অক্ষাংশের মধ্যে পড্‌জল মাটি সৃষ্টি হওয়ার সম্ভাবনা থাকে। এই হিসেবে এশিয়া, যুরোপ, উত্তর আমেরিকার উত্তর অংশ ও নিউজিল্যান্ডে এই মাটি সৃষ্টি হওয়ার সম্ভাবনা থাকে। তবে ক্রান্তীয় অঞ্চলের উচ্চ পার্বত্য এলাকাসহ পড্‌জল মাটি সৃষ্টি হতে পারে। উদাহরণ হিসেবে বলা যায়, হিমালয়ের কোনো কোনো অংশে পড্‌জল দেখা যায়। এছাড়া বোর্নিও, মালয়েশিয়া, ব্রাজিল ও গানাতেও সিলিকায়ুস্ত জনকপদার্থের ওপর পড্‌জল দেখা যায়।

৩.৩.২.৩ জলবায়ু (Climate)

শীতল নাতিশীতোষ্ণ জলবায়ু পড্‌জল সৃষ্টির সহায়ক। এই জলবায়ুতে গ্রীষ্মকালও যথেষ্ট ঠাণ্ডা থাকে। সাধারণভাবে এই জলবায়ুর বৈশিষ্ট্য আর্দ্র শীতল মহাদেশীয় প্রকৃতির। এখানে বার্ষিক বৃষ্টিপাতের পরিমাণ 850 থেকে 1250 মিলিমিটার।

৩.৩.২.৪ উদ্ভিদ (Vegetation)

সরলবর্গীয় (Coniferous) গাছের বনভূমিতে পড্‌জল মাটি সৃষ্টি হয়। এই বনভূমি তাইগা (Taiga) বনভূমি নামে পরিচিত। এই বনে পাইন, ফার, দেওদার এবং একটু উয় অঞ্চলে বিভিন্ন রকমের ওক গাছ দেখা যায়। এছাড়া হিথ্ (Heath) বা আর্দ্র নাতিশীতোষ্ণ জলবায়ুর ঝোপজাতীয় উদ্ভিদের বনভূমিতেও পড্‌জল সৃষ্টি হতে পারে।

৩.৩.২.৫ ভূমিরূপ (Relief)

সাধারণত অল্প ঢালযুক্ত ভূমি থেকে বেশি ঢালযুক্ত ভূমিরূপে পড্‌জল সৃষ্টি হয়। এ ধরনের ভূমিরূপে জল নিকাশের সম্ভাবনা বেশি থাকে।

৩.৩.২.৬ জনক পদার্থ (Parent material)

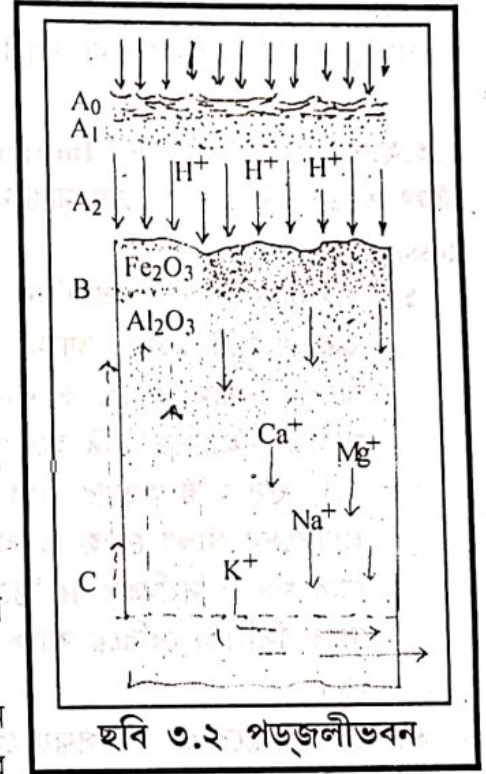
সাধারণত সিলিসিয়াস বা সিলিকাসমৃদ্ধ আবহবিকারগ্রস্ত শিলা থেকে পড্‌জল সৃষ্টি হয়। যুরোপ ও উত্তর আমেরিকায় কোয়াটারনারি হিমযুগের বালির অবক্ষেপের ওপর পড্‌জল সৃষ্টি হয়েছে।

৩.৩.২.৭ পড্জলীভবন প্রক্রিয়া (Podzolization process)

সরলবর্গীয় উদ্ভিদ ক্ষারকীয় যৌগ গ্রহণ করে না বলে উদ্ভিদের অবশিষ্ট থেকে যে-জৈবপদার্থ সৃষ্টি হয় তা অ্যাসিডজাতীয়। মূলত চেলুভিয়েশন প্রক্রিয়া থেকে এই জৈব পদার্থে হিউমিক ও ফুলভিক অ্যাসিড সৃষ্টি হয়। এই অ্যাসিডের সাহায্যে ধৌতিকরণের ফলে মাটির ওপরের স্তর থেকে বিভিন্ন ক্ষারক, লবণ এবং জৈব কার্বন অপসারিত হয়ে নিচের 'B' স্তরে জমা হয়।

চেলুভিয়েশনের ফলে কাদার খনিজের কেলাসও ভেঙে যায় এবং লোহা ও অ্যালুমিনিয়ামের জলীয় অক্সাইড (Hydrous oxide) অপসারিত হয়। পড্জল মাটির ওপরের স্তরের এই রাসায়নিক ধৌতিকরণকে ব্লিচিং (Bleaching) বলা হয়।

ওপরের 'O', 'A' ও 'E' স্তর থেকে অপসারিত জৈব কার্বন, লোহা ও অ্যালুমিনিয়ামের অক্সাইড 'B' স্তরে এক ঘনসন্নিবিষ্ট (compact) কঠিন গাঢ় কালচে লাল বা খয়েরি রঙের স্তরের সৃষ্টি করে। এই স্তর ১০ থেকে ২৫ সেন্টিমিটারের মতো পুরু হয়। এই স্তর প্রবেশ্য। এই কঠিনীভূত স্তর হার্ড প্যান বা অর্টস্টেইন (Orstein) বলে পরিচিত। এই স্তরকে পড্জল মাটির শনাক্তকারী স্তর বলা যেতে পারে।



৩.৩.২.৭.১ পড্জলীভবন প্রক্রিয়ার বিষয় তত্ত্বের মতদ্বৈধতা (Controversy about process)

পড্জলীভবন প্রক্রিয়া নিয়ে যথেষ্ট বিতর্কের অবকাশ থাকায় বহুদিন ধরেই বিজ্ঞানীরা পড্জলীভবন প্রক্রিয়ার বিষয়ে প্রকৃত তত্ত্ব আবিষ্কারের চেষ্টা করেছেন। জৈব পদার্থের প্রভাব অর্থাৎ জৈব খনিজ সমন্বয়ের প্রভাব এবং অ্যাসিডের মাধ্যমে ব্লিচিং প্রক্রিয়া পড্জলীভবনের জৈব উদ্ভব তত্ত্বের কারণ। কিন্তু পড্জলের B স্তরে ইমোগোলাইটের বা অ্যালোফেন, অর্থাৎ অ্যালুমিনো সিলিকেটের উপস্থিতি পড্জলীভবনের তত্ত্ব অজৈব প্রক্রিয়ার ধারণাকেও প্রতিষ্ঠা করে (Farmer et al, ১৯৮০ ; Farmer and Fraser, ১৯৮২)। ফলে পড্জলীভবন প্রক্রিয়ার বিষয়ে জৈব ও অজৈব দুটি তত্ত্বই প্রচলিত রয়েছে।

৩.৩.২.৭.১.১ জৈব তত্ত্ব (Organic theory)

এই তত্ত্ব পড্জলীভবন প্রক্রিয়াকে কয়েকটি পর্যায়ে ব্যাখ্যা করা হয় (Cornick, ১৯৮০ ; Ross, ১৯৮৯)।

- ১) ভূপৃষ্ঠের ওপরের পড়ে থাকা উদ্ভিদের দেহাবশেষ পচে যাওয়ার ফলে তা থেকে গতিশীল জৈব পদার্থের সৃষ্টি হয়।
- ২) যদি আবহবিকারগ্রস্ত খনিজ পদার্থে যথেষ্ট পরিমাণে অ্যালুমিনিয়াম ও লোহার ক্যাটায়ন থাকে তাহলে পচে যাওয়া জৈব পদার্থ স্থিতিশীল হয়ে পড়বে এবং তা আর নিচের দিকে যাবে না।
- ৩) যদি অ্যালুমিনিয়াম ও লোহার ক্যাটায়নের পরিমাণ কম থাকে তাহলে তা জৈব পদার্থকে সম্পূর্ণ স্থিতিশীল করতে পারবে না, বরং ওই ধনাত্মক আয়নগুলি গতিশীল জৈব পদার্থের সঙ্গে মিশে নিচের দিকে স্থানান্তরিত হবে।

এছাড়াও জৈব খনিজ মিশ্রণের স্থিতিশীলতার জন্য যে-কারণগুলি গুরুত্বপূর্ণ সেগুলি হল :

৩২ ■ মৃত্তিকাবিজ্ঞান : তথ্য ও অভিজ্ঞতা

- ক) পরবর্তী পর্যায়ে আরও ক্যাটায়নের সাহায্যে জৈব পদার্থের স্থিতিশীলতা সৃষ্টি হতে পারে।
খ) কোনো কারণে শূন্যতার সৃষ্টি হলে জৈব খনিজ মিশ্রণের স্থিতিশীলতা তৈরি হতে পারে।
গ) জৈব খনিজ মিশ্রণ অন্য কোনো আয়নীয় সমাবেশের স্তরে পৌঁছলে তা যদি জৈব খনিজ মিশ্রণকে স্থিতিশীল করার উপযুক্ত হয় তাহলেও এই স্থিতিশীলতা সৃষ্টি হতে পারে।
এই তিনটি বিশেষ অবস্থা মূলত জৈব খনিজ মিশ্রণের স্থিতিশীলতার সঙ্গে যুক্ত। কিন্তু জৈব খনিজ মিশ্রণের গতিশীলতা পড়জলীভবনের জন্য জরুরি।

৩.৩.২.৭.১.২ অজৈব তত্ত্ব (Inorganic theory)

অজৈব তত্ত্বেও একাধিক পর্যায়ের মাধ্যমে পড়জলীভবন প্রক্রিয়াকে ব্যাখ্যা করা যেতে পারে (Farmer, ১৯৮২; Ross, ১৯৮৯)।

- ১) এই তত্ত্ব অনুযায়ী প্রাথমিক অবস্থায় আবহবিকারগ্রস্ত শিলাচূর্ণের ভেতর A এবং E স্তর বা স্তরায়ণ সৃষ্টি হওয়ার আগে খনিজ পদার্থের মধ্যে ওপর দিকের স্তরে যথেষ্ট পরিমাণে গতিশীল অ্যালুমিনিয়াম, লোহা ও ক্যালসিয়ামের আয়ন থাকতে পারে। এই পর্যায়ে জৈব পদার্থ থেকে ফুলভিক অ্যাসিড সৃষ্টি হলে তা জৈব পদার্থের স্তরে অদ্রব্য লবণ হিসেবে অধঃক্ষিপ্ত হবে।
- ২) A/E স্তর সৃষ্টি হওয়ার পরে ফুলভিক অ্যাসিড A স্তর থেকে নিচের দিকে নেমে আসে। এই অ্যাসিডের সঙ্গে লোহা ও অ্যালুমিনিয়াম জৈব খনিজ মিশ্রণ হিসেবে গতিশীল হয়ে পড়ে। এই জৈব খনিজ সংমিশ্রণ B স্তরে জমা হওয়া ইমোগোলাইটজাতীয় পদার্থে এসে পৌঁছয় এবং তা থেকে সিলিকা বেরিয়ে আসে ও অদ্রব্য অ্যালুমিনিয়াম ফুলভেট (Aluminium Fulvate) সৃষ্টি হয়।
- ৩) যদি B স্তরে লোহার সঞ্চার থেকে পাতলা লোহার প্যান বা হার্ডপ্যান তৈরি হয় তাহলে ফুলভিক অ্যাসিড ওই স্তরের নিচে নামে না এবং ইমোগোলাইট ঐ হার্ডপ্যানের ওপর জমা হয়।
- ৪) শেষ পর্যায়ে B₂ স্তরে নিম্নমুখী জৈব খনিজ মিশ্রণ ইমোগোলাইটজাতীয় পদার্থে শোষিত হয় ও প্যান সৃষ্টি হয়।

৩.৩.২.৮ পড়জল মাটি (Podzol soils)

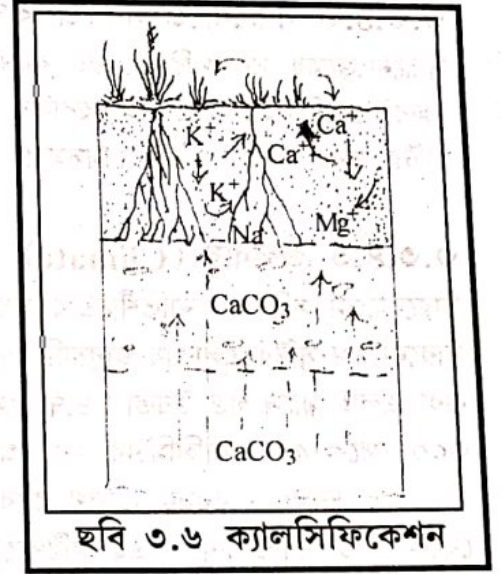
পড়জল মাটির আঞ্চলিক বিস্তার যথেষ্ট বেশি বলে এই মাটির বিভিন্ন আঞ্চলিক বৈষম্য লক্ষ করা যায়। তাই পড়জলকে একটিমাত্র মাটি না বলে একটি গোষ্ঠী বলে চিহ্নিত করা উচিত। পড়জল গোষ্ঠীর মধ্যে যেসব মাটি দেখা যায় সেগুলি হল :

- ১) অর্থিক পড়জল (Orthic Podzol)
- ২) লেপ্টিক পড়জল (Leptic Podzol)
- ৩) ফেরিক পড়জল (Ferric Podzol)
- ৪) হিউমিক পড়জল (Humic Podzol)
- ৫) গ্লেইক পড়জল (Gleyic Podzol)
- ৬) প্লাসিক পড়জল (Placic Podzol)

এইসব মাটির মধ্যে প্রকৃত পড়জলের বৈশিষ্ট্য স্পষ্টভাবে বোঝা যায় অর্থিক পড়জল।

৩.৩.৩.২ ক্যালসিফিকেশন (Calcification)

ক্যালসিয়াম মাটি থেকে সম্পূর্ণভাবে বেরিয়ে যেতে পারে না বলে তা 'B' স্তরে সঞ্চিত হয়। ক্যালসিয়ামের এই সঞ্চিত প্রক্রিয়া ক্যালসিফিকেশন নামে পরিচিত। আগে ক্যালসিফিকেশন প্রক্রিয়াকে সারনোজেম সৃষ্টির প্রক্রিয়া বলে মনে করা হত। কিন্তু পরবর্তীসময়ে মৃত্তিকাবিজ্ঞানের উন্নতির সঙ্গে সঙ্গে দেখা যায়, এই প্রক্রিয়া শুধুমাত্র সারনোজেমের ক্ষেত্রে প্রযোজ্য নয়, ক্যালসিয়ামসমৃদ্ধ জনক পদার্থ থেকে সৃষ্ট অন্য মাটিতেও এই প্রক্রিয়া লক্ষ করা যায়।



৩.৩.৩.৩ ক্যালিশে (Caliche)

এই প্রসঙ্গে উল্লেখ করা যেতে পারে, অধঃক্ষেপণের তুলনায় বাষ্পীভবনের পরিমাণ বেশি হওয়ায় শুষ্ক ঋতুতে কৈশিক প্রক্রিয়ায় ভৌম জলস্তর থেকে জল উঠে আসে। এই জলের সঙ্গে দ্রবীভূত অবস্থায় ক্যালসিয়াম কার্বনেট থাকে। এই ক্যালসিয়াম কার্বনেট (CaCO₃) 'B' স্তরে জমা হয়। মলিসলের উপবিভাগ উস্টল (Ustoll) মাটিতে মাটির পরিলেখের প্রায় ৫০ সেন্টিমিটার গভীরে ক্যালসিয়াম কার্বনেটের কঠিনীভূত স্তর দেখা যায়। এই স্তর ক্যালিশে (Caliche) বলে পরিচিত।

৩.৩.৩.৪ ক্যালসিয়ামের সঞ্চারের বৈচিত্র্য (Variability in deposition of calcium)

লক্ষণীয় যে ক্যালসিফিকেশন প্রক্রিয়ায় মাটি থেকে সোডিয়াম লবণ সম্পূর্ণ বেরিয়ে গেলেও গোটা পরিলেখ জুড়ে (A ও B স্তর) ক্যালসিয়াম আয়ন ও ক্যালসিয়াম কার্বনেটের উপস্থিতি এই প্রক্রিয়ার মূল লক্ষণ। এই প্রসঙ্গে উল্লেখ করা যেতে পারে, ক্যালসিফিকেশন প্রক্রিয়ায় ক্যালসিয়াম আয়নের সঙ্গে সঙ্গে পটাশিয়াম এবং ম্যাগনেশিয়াম আয়ন দ্রবীভূত হলেও সিলিকা এবং সেসকুইঅক্সাইড দ্রবীভূত হয় না। আরও একটি বিষয় এখানে উল্লেখ করা যেতে পারে, 'A' স্তরে দ্রবীভূত ক্যালসিয়াম আয়ন হিসেবে সঞ্চিত হয়, কিন্তু 'B' স্তরে মূলত ক্যালসিয়াম কার্বনেটের উপস্থিতি থাকে। এই ক্যালসিয়াম কার্বনেটের সঞ্চারের সঙ্গে কৈশিক প্রক্রিয়ার সম্পর্ক রয়েছে।

স্বেপ জলবায়ু ছাড়াও ক্রান্তীয় উষ্ণ ও আর্দ্র জলবায়ুতে আর্দ্র ঋতুর দৈর্ঘ্য কম হলে ক্যালসিফিকেশন প্রক্রিয়া সক্রিয় হতে পারে।

৩.৩.৪ সারনোজেম (Chernozem)

বর্তমানে আমেরিকা যুক্তরাষ্ট্রের কৃষিবিভাগের সপ্তম সংশোধনীর পরে মাটির সাধারণ আঞ্চলিক নামগুলি পরিবর্তিত হলেও দীর্ঘদিনের ব্যবহৃত পডজল, সারনোজেম, ল্যাটেরাইট ইত্যাদি নাম অনেক সহজে ছাত্রছাত্রীদের কাছে পৌঁছয়। এই কারণে সপ্তম সংশোধনীর হিসেবে সারনোজেমকে মলিসল বলে চিহ্নিত করা হলেও এখানে ক্যালসিফিকেশন প্রক্রিয়ায় সৃষ্ট মাটি হিসেবে সারনোজেমের আলোচনা করা হল।

৩.৩.৪.১ আঞ্চলিকতা (Zonality)

বিভিন্ন আঞ্চলিক মাটিতে সংশ্লিষ্ট অঞ্চলের জলবায়ু ও উদ্ভিদের প্রভাবের গুরুত্ব লক্ষ করে সি. এফ. মারবাট

মূলত ক্রান্তীয় অঞ্চলে পেডালফার ও নাতিশীতোষ্ণ অঞ্চলের পেডোক্যাল শ্রেণির মাটির প্রাধান্যের কথা বলেন। প্রধানত মধ্যপশ্চিম রাশিয়ায় এবং মধ্য ও অপেক্ষাকৃত মধ্যউত্তরের আমেরিকা যুক্তরাষ্ট্রে এই মাটি দেখা যায়।

৩.৩.৪.২ সারনোজেমের জনকপদার্থ (Parent material)

সারনোজেমের সব পরিলেখেরই বয়স ১০ হাজার বছরের কম, কারণ সারনোজেম মূলত মধ্য অক্ষাংশের কোয়াটারনারি হিমযুগের হিমবাহবাহিত বালি ও লোয়েসের সঞ্চার থেকে সৃষ্টি হয়েছে। তবে সব ক্ষেত্রেই এই মাটির জনক পদার্থ ক্যালসিয়ামসমৃদ্ধ।

৩.৩.৪.৩ জলবায়ু (Climate)

সারনোজেম সৃষ্টি হয় নাতিশীতোষ্ণ মণ্ডলে। পি. কসোউইচ (P. Kossowitch, ১৯১১) লক্ষ করেন রাশিয়ার সারনোজেম সৃষ্টির এলাকায় জানুয়ারি মাসের পর উন্নতার পরিমাণ -২০.৮° সেন্টিগ্রেড থেকে -৩.৫° সেন্টিগ্রেড এবং জুলাই মাসে গড় উন্নতা ১৬.৭° সেন্টিগ্রেড থেকে ২৩.৩° সেন্টিগ্রেড হয়। গড় বার্ষিক বৃষ্টিপাতের পরিমাণ ৩০০ থেকে ৫০০ মিলিমিটার এবং অধঃক্ষেপণের বেশ কিছুটা অংশ তুষারপাত হিসেবে পাওয়া যায়।

জি. ডবল্যু. রবিনসন উল্লেখ করেন, সারনোজেম সৃষ্টির জন্য আদর্শ বৃষ্টিপাতের পরিমাণ হল বছরে ৭০ থেকে ১০০ সেন্টিমিটার। এই বৃষ্টিপাতের চূড়ান্ত মাত্রা হিসেবে সবচেয়ে নিচের দিকে ৪০ সেন্টিমিটার ও সবচেয়ে বেশি ১৫০ সেন্টিমিটার হতে পারে। সারনোজেম সৃষ্টির এলাকায় গ্রীষ্মকালে বাষ্পীভবনের পরিমাণ অধঃক্ষেপণকে ছাড়িয়ে যায়।

৩.৩.৪.৪ উদ্ভিদ (Vegetation)

সারনোজেম মাটির সঙ্গে স্তম্ভ তৃণভূমির ঘনিষ্ঠ সম্পর্ক রয়েছে। এই তৃণভূমির ঘাস যথেষ্ট লম্বা। মূলত বসন্তকালে ও গ্রীষ্মের শুরুতে এই ঘাস জন্মায়। মাটির ওপরে ঘাসের পাতা ও মরা ঘাসের কাণ্ড থেকে জৈব অবশিষ্ট জমা হয়। মাটির ভেতরে ঘাসের ঘন শেকড় জালিকা থেকে জৈব পদার্থের উদ্ভদ ঘটে। এই জৈব পদার্থের বিয়োজনের পরিমাণ কম।

৩.৩.৪.৫ ভূমিরূপ (Relief)

সারনোজেম সাধারণত অল্প বন্ধুরতায়ুক্ত মহাদেশীয় ভূমিভাগে সৃষ্টি হয়। বেশি বন্ধুরতায়ুক্ত খাড়া ঢালে সারনোজেম সৃষ্টি হওয়া সম্ভব নয়।

৩.৩.৪.৬ সারনোজেমের জৈব পদার্থ ও মাটির রং (Organic matter and colour of soil)

জি. ডবল্যু. রবিনসন ইউক্রেনের সারনোজেম মাটি পরীক্ষা করে উল্লেখ করেন, ঐ মাটিতে জৈব কার্বনের পরিমাণ মাত্র ৩.২ শতাংশ এবং জৈব পদার্থের পরিমাণ ৬ শতাংশ। তবে সারনোজেম এলাকার কেন্দ্রীয় অংশে জৈব পদার্থের পরিমাণ ৮ থেকে ১৬ শতাংশ। অতএব সারনোজেমে জৈব পদার্থের পরিমাণ এত বেশি নয় যে তা এই মাটির রঙকে সম্পূর্ণ কালো বা কালচে ধূসর করে তুলতে পারে। তাই রবিনসনের ধারণা অনুযায়ী, এই মাটির ক্ষারকীয় সম্পৃক্ততা এবং হিউমিফিকেশন প্রক্রিয়া মাটির কালো রং সৃষ্টির জন্য দায়ী। প্রকৃতপক্ষে রুশ ভাষায় সারনোজেম শব্দের অর্থ কালো মাটি। জেরার্ড-এর (২০০০) ধারণা অনুযায়ী সারনোজেমের ওপরের স্তরে জৈব পদার্থের পরিমাণ ৩-১৫ শতাংশ।

৩.৩.৪.৭ pH মান (pH Value)

সারনোজেম মাটির pH মান পরিলেখের নিচের দিকে বাড়তে থাকে। জনক পদার্থের ঠিক ওপরের অংশে এই মান সবচেয়ে বেশি হয়। সাধারণভাবে বলা যায়, সারনোজেম মাটির pH মান ৫.৫ থেকে ৮.০-র মধ্যে থাকে।

৩.৩.৪.৮ গঠন (Structural aggregates)

সারনোজেম মাটির জৈব পদার্থ সমৃদ্ধ স্তরে ক্রান্ত গঠন লক্ষ করা যায়। কাদার প্রাধান্যের জন্যই এই গঠনের সৃষ্টি হয়।

৩.৩.৪.৯ পরিলেখের বৈশিষ্ট্য (Characteristics of chernozem profile)

সারনোজেম মাটিতে জৈব পদার্থ সমৃদ্ধ 'A' স্তরের বেধ সবক্ষেত্রে একরকম নয়। আঞ্চলিক বৃষ্টিপাতের পার্থক্যের ওপর এই স্তরের গভীরতার তফাৎ হতে পারে। 'A' স্তরে মূলত দুটি ভাগ লক্ষ করা যায় : A₁ স্তরে জৈব পদার্থের পরিমাণ বেশি থাকে এবং A₂ স্তরে অপেক্ষাকৃত কম। প্রকৃত সারনোজেম মাটিতে A স্তরের নিচে B স্তরের কোনো অস্তিত্ব দেখা যায় না। B স্তরের এই অনুপস্থিতির কারণ হল A স্তরে দৌতিকরণ বা লিচিং প্রক্রিয়ার অসম্পূর্ণতা। তবে বৃষ্টির পরিমাণ বাড়ার সঙ্গে সঙ্গে সারনোজেম মাটিতে B স্তর সৃষ্টির সম্ভাবনা বাড়ে। আর্দ্রতা বাড়লে সারনোজেম মাটিতে নিচের দিকের স্তরে (subsoil) খয়েরি রং লক্ষ করা যায়।

সে.মি.	রং	গঠন	প্রক্রিয়া	
০	O	অত্যন্ত গাঢ় ধূসর বাদামি	পলি দৌয়াশ	জৈব অবশিষ্টের দ্রুত পচন এবং জলের অনুপ্রবেশ
৩	Ah			কিছুটা জৈব পদার্থের মাটিতে অন্তর্ভুক্ত এবং কেঁচো, ইঁদুরজাতীয় প্রাণির সাহায্যে মাটিতে আলোড়ন বা ওলটপালট, উদ্ভিদের সূক্ষ্ম মূল সৃষ্টি, আবহবিকার ও জলীয় দ্রবণে ধনাত্মক আয়নের উপস্থিতি
৫০	Ahk	গাঢ় বাদামি, ফ্যাকাশে ক্রোটোভিনাস-এর উপস্থিতি	পলি দৌয়াশ	কেঁচো ও ইঁদুরজাতীয় প্রাণির সাহায্যে ক্রোটোভিনাস-এর সৃষ্টি অল্প আবহবিকার ও জলীয় দ্রবণে ধনাত্মক আয়নের উপস্থিতি
১০০	Ahk			কেঁচো ও ইঁদুরজাতীয় প্রাণির কারণে অল্প কিছু ক্রোটোভিনাস-এর সৃষ্টি, ক্যালসিয়াম কার্বনেট-এর সঞ্চার, কিছু জলীয় দ্রবণের সাহায্যে বেশি দ্রবণীয় Na ⁺ , K ⁺ , C ⁻ SO ₄ ²⁻ আয়ন বেরিয়ে আসে
১৫০				

ছবি ৩.৭ সারনোজেম মাটির পরিলেখ

উন্নত বাড়লে সারনোজেম মাটির সব স্তরেই লালচে খয়েরি রং দেখা যায়। সারনোজেম মাটির পরিলেখে কিছু কিছু ক্যালসিয়াম কার্বনেট ও ক্যালসিয়াম সালফেটের দানা দেখা যায়। ক্যালসিয়াম লবণের দানা বাঁধার ফলে এই গোলাকার সাদা রঙের দানাগুলির সৃষ্টি হয়। সারনোজেম মাটিতে কার্বনেটের সঞ্চার পরীক্ষা করার জন্য HCl ব্যবহার করা হয়। সারনোজেম মাটির পরিলেখের আর একটি বৈশিষ্ট্য হল ক্রোটোভিনাস্-এর (Krotowinas) উপস্থিতি। স্তম্ভ তৃণভূমির ছোটো ছোটো প্রাণীদের বসবাসের জন্য সারনোজেম মাটিতে এইসব শূন্যস্থান বা গর্তের সৃষ্টি হয়। পরে ক্যালসিয়াম কার্বনেট-এর সঞ্চারের মাধ্যমে এইসব ফাঁকা জায়গার পূরণ হয়।

কে. ডি. ব্লিংকা (১৯২৩) রোস্টভ শহরের কোগালনিংজাতে সারনোজেম-এর স্তরবিন্যাস বা পরিলেখ লক্ষ করেন, নিচে তার বর্ণনা দেওয়া হল :

সারণি ৩.৩ সারনোজেম মাটির পরিলেখ

A: ০-২০ সেন্টিমিটার	: কালো রঙের মাটিতে জায়গায় জায়গায় বাদামি-ধূসর রঙের উপস্থিতি ; কালো রঙের মাটিতে (dump) কিছু কিছু ক্রমশ সূক্ষ্ম কণায় পরিণত ; ৮ সেন্টিমিটার গভীরতার পর থেকেই মাটি হাইড্রোক্লোরিক অ্যাসিডের সঙ্গে বিক্রিয়া করে।
A: ২০-৫৫ সেন্টিমিটার	: ধূসর কালচে রঙের গোলাকার দানাবিশিষ্ট মাটি ; ক্রমশ নিচের দিকের মাটিতে আঠালোভাব বেশি ; এই অংশে স্তম্ভ গঠন ও বাদামির আকৃতিবিশিষ্ট গঠন দেখা যায়।
A: ৫৫-৯০ সেন্টিমিটার	: ক্রমশ মাটির রং ধূসর বাদামি এবং গোল মটরশুঁটির মতো দানাবিশিষ্ট ; বাদামির আকৃতির গঠন ; ক্রোটোভিনাস্-এর উপস্থিতি ; গঠনের এককের গায়ে ক্যালসিয়াম-এর আস্তরণ।
A: ৯০-১০৫ সেন্টিমিটার	: মাটির রঙে গাঢ়ভাব নেই এবং কোথাও কোথাও বাদামি-হলুদ কাদার উপস্থিতি ; ক্যালসিয়াম কার্বনেট-এর সাদা গোলাকার দানার উপস্থিতি ; ক্রোটোভিনাস্-এর উপস্থিতি।
A: C ১০৫-১৮৫ সেন্টিমিটার	: বাদামী হলুদ কাদামাটিতে কিছু কিছু উল্লম্ব জিভের আকৃতিবিশিষ্ট হিউমাসের অভিক্ষেপ ; ক্যালসিয়াম কার্বনেটের দানার উপস্থিতি।
A: C ১৮৫-২৪০ সেন্টিমিটার	: হিউমাসের কিছু কিছু সূক্ষ্ম দাগ ; ক্যালসিয়াম কার্বনেটের দানার সংখ্যা খুব কম।
C	: হলদেটে বাদামি কাদা।

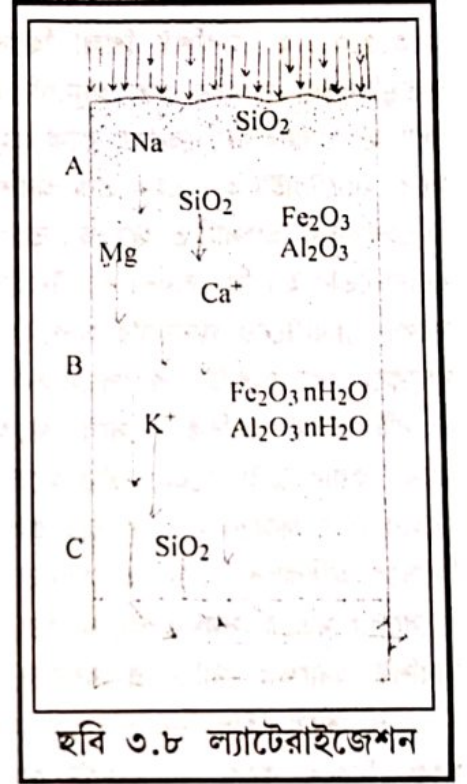
৩.৩.৪.১০ সারনোজেম মাটির উপবিভাগ (Varieties of Chernozem)

সারনোজেম মাটি সৃষ্টির আদর্শ পরিবেশ থেকে আরও শুষ্ক এবং বেশি আর্দ্র এলাকার দিকে গেলে সারনোজেম মাটির কালো রং আর্দ্র এলাকায় কালচে ধূসর রঙে এবং শুষ্ক ও উষ্ণ এলাকার দিকে বাদামি চেস্টনাট মাটিতে পরিণত হয়। সারনোজেম মাটির চারটি উপবিভাগ চিহ্নিত করা হয়েছে। এগুলি হল :

- ১) হাপলিক সারনোজেম (Haplic Chernozem)
- ২) ক্যালসিক সারনোজেম (Calcic Chernozem)
- ৩) লুভিক সারনোজেম (Luvic Chernozem)
- ৪) গ্লসিক সারনোজেম (Glossic Chernozem)

৩.৩.৫ ল্যাটেরাইট সৃষ্টির প্রক্রিয়া (Laterization)

ক্রান্তীয় অঞ্চলের সবচেয়ে বিতর্কিত মাটি হল ল্যাটেরাইট। বিতর্কের কারণ হল, এই মাটির প্রকৃতির বৈচিত্র্য ও এই মাটির জন্মের বিষয়ে মতবৈধতা। মাটি বলতে আমরা যে-নরম ভূত্বকীয় পদার্থকে বুঝি, ল্যাটেরাইট সেরকম নয়। বরং বলা যায়, ভূপৃষ্ঠের যেসব অংশে ল্যাটেরাইটের বিস্তার রয়েছে, সেখানে এই মাটি পাথরের বা শিলার সমান কঠিন। সুতরাং মাটির বিষয়ে সাধারণ ধারণার সঙ্গে ল্যাটেরাইটের কোনো মিল নেই। তাই বহুবছর ল্যাটেরাইটকে মাটি না বলে শিলা বলা হয়েছে এবং ভূতত্ত্ববিদদের আলোচ্য বিষয় ও গবেষণার মধ্যে অন্যান্য কঠিন ও কোমল শিলার সঙ্গে ল্যাটেরাইটেরও স্থান নির্ধারিত হয়েছে। এই প্রসঙ্গে বলা যায়, কোলকাতা বিশ্ববিদ্যালয়ের স্নাতক শ্রেণির পাঠক্রমে যেসব খনিজ ও শিলার শনাক্তকরণ করতে হয় তার মধ্যে ল্যাটেরাইটকে শিলার অন্তর্ভুক্ত করা হয়েছে। প্রকৃতপক্ষে, শিলা হিসেবে চিহ্নিত হওয়া থেকে সরে এসে মাটি হিসেবে পরিচিতি পেতে ল্যাটেরাইটের বহুদিন সময় লেগেছে। এখনও বহু ছাত্র ও গবেষকের মনে ল্যাটেরাইট মাটি না শিলা—এই সন্দেহ রয়ে গেছে। তবে ক্রমশ ল্যাটেরাইটের বিষয়ে জ্ঞান যত স্পষ্ট হয়েছে, ততই তার জন্মপ্রক্রিয়ার অভিনবত্ব ও সে-বিষয়ে একাধিক প্রক্রিয়ার মিলিত অস্তিত্বের কথা জানা গেছে।



ছবি ৩.৮ ল্যাটেরাইজেশন

৩.৩.৫.১ সংজ্ঞা (Definition)

ল্যাটেরাইট হল ক্রান্তীয় অঞ্চলের আবহবিকারগ্রস্ত, অ্যাম্লিক, লাল বা লালচে হলুদ রঙের মাটি যার মধ্যে জৈব পদার্থ, খনিজ লবণ ও সিলিকার যৌগের অভাব এবং লোহা ও অ্যালুমিনিয়ামের অক্সাইডের প্রাধান্য দেখা যায়। ল্যাটেরাইটের অনেক রকম সংজ্ঞা থাকলেও ম্যাকফারলেন-এর মতে, শিবরাজসিংহম্-এর বিস্তারিত সংজ্ঞার মধ্যেই ল্যাটেরাইটের বৈশিষ্ট্যগুলি স্পষ্ট হয়। এই সংজ্ঞা অনুযায়ী ল্যাটেরাইট হল তীব্র আবহবিকারগ্রস্ত এমন একটি পদার্থ যা ১) লোহা ও অ্যালুমিনিয়ামের গৌণ সমন্বয়ে সমৃদ্ধ; ২) হিউমাসের অভাবযুক্ত; ৩) ক্ষারক ও সিলিকার যৌগবিহীন; ৪) অল্প পরিমাণে কোয়ার্টজের উপস্থিতিসহ বা উপস্থিতিহীন ও সামান্য পরিমাণে সিলিকেট কাদার সমৃদ্ধযুক্ত এবং ৫) কঠিন অথবা উন্মোচিত অবস্থায় পর্যায়ক্রমিক আর্দ্রতা ও শুষ্কতার কারণে কঠিনীভূত হওয়ার উপযুক্ত।

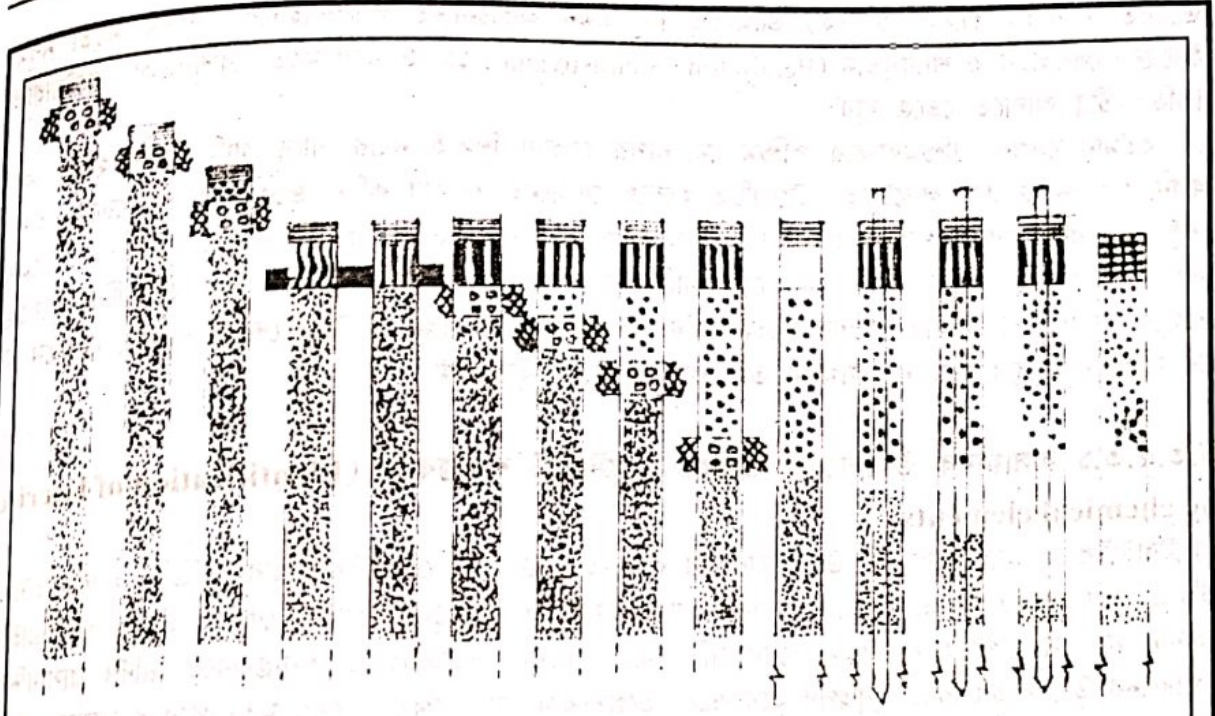
৩.৩.৫.২ ল্যাটেরাইটের জন্মবিষয়ে বিভিন্ন মত (Controversy about origin of laterite)

ল্যাটেরাইটের প্রাকৃতিক বৈশিষ্ট্যের বৈচিত্র্য এবং তার কঠিনীভূত রূপ ও অন্যান্য মাটির সঙ্গে তার পার্থক্যের কারণে ল্যাটেরাইটের জন্ম নিয়ে অনেক বিতর্কের সৃষ্টি হয়।

৩.৩.৫.২.১ ভূতত্ত্ববিদদের মত (Geologist's view)

৩.৩.৫.২.১.১ ল্যাটেরাইট একটি শিলা (Laterite : a rock)

বিশ শতকের প্রথম দিক পর্যন্ত ল্যাটেরাইটের কাঠিন্যের জন্য তা শিলা হিসেবে চিহ্নিত হয়। অনেক আগেই উনিশ শতকে নিউবোল্ড (Newbold, ১৮৪৪) ল্যাটেরাইটকে লালচে অথবা ইটলাল রঙের শিলা বলে উল্লেখ



	ওপরের লাল মাটি		কঠিনীভূত ও অপ্রবেশ্য ভারমিফর্ম ল্যাটেরাইট
	নির্মীয়মাণ পিসোলিথ		প্যালিড স্তর
	পিসোলিথের নির্মাণের শেষ		মৌতিকরণযুক্ত স্যাঞ্জেলাইট
	পিসোলিথের সঙ্কয় থেকে বিশেষ স্তর সৃষ্টি		জলস্তরের নেমে আসার ব্যাপ্তি
	পিসোলিথের স্তরে জলের ওঠা-নামার ব্যাপ্তি		জলস্তরের স্থায়ী ওঠা-নামা
	কঠিনীভবনের আগে প্রবেশ্য ভারমিফর্ম ল্যাটেরাইট		

ছবি ৩.৯ ম্যাকফারলেন-এর তত্ত্ব অনুযায়ী ল্যাটেরাইট সৃষ্টির প্রক্রিয়া

৩.৩.৫.৩ ল্যাটেরাইটের বৈশিষ্ট্য ও বৈচিত্র্য (Characteristics and variety of laterites)

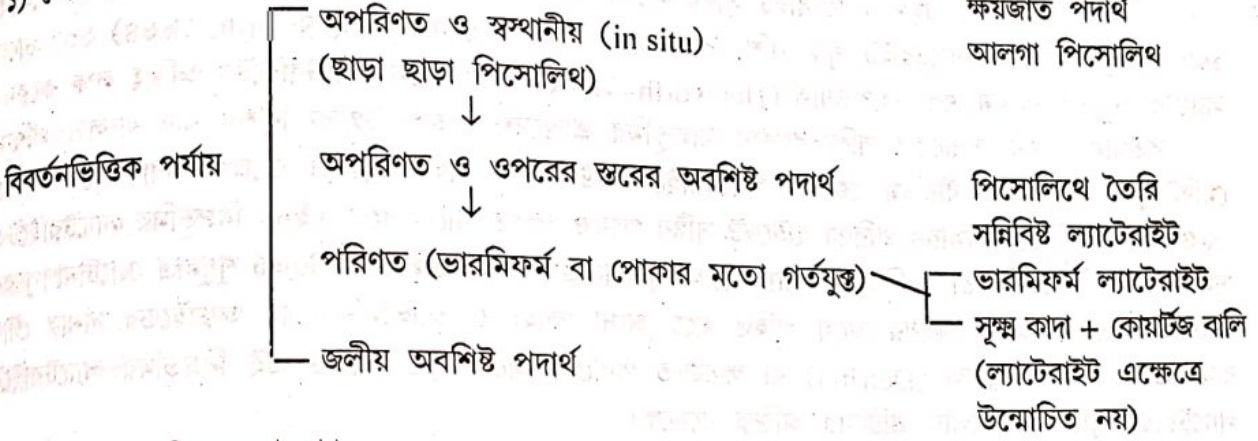
আগেই উল্লেখ করা হয়েছে, ল্যাটেরাইটের কঠিন্যের জন্য তা বহুদিন শিলা হিসেবে পরিচিত ছিল। তার পর অনেক সংশয়, সমীক্ষা ও পর্যবেক্ষণের পরে ল্যাটেরাইটকে মাটি বলে চিহ্নিত করা হয়। উল্লেখ করা যেতে পারে, বুকানন (Buchanan, ১৮০৭) মালাবার উপকূলে কঠিনীভূত ল্যাটেরাইটের ব্লককে বাড়ি তৈরির উপাদান হিসেবে ব্যবহার করতে দেখে ল্যাটেরাইট-এর নামকরণ করেন। ল্যাটিন 'ল্যাটের' (Later) শব্দের অর্থ 'ইট'। তাই বাড়ি তৈরির উপাদান হিসেবে তিনি লাল রঙের এই ক্রান্তীয় আবহবিকারগ্রস্ত মাটিকে ল্যাটেরাইট বলে অভিহিত করেন। ল্যাটেরাইটের কঠিনীভবনের জন্য বায়ুমণ্ডলের সংস্পর্শে আসাকে দায়ী করা হয়। কিন্তু বুকানন লক্ষ করেন, উন্মোচিত নয় এমন ল্যাটেরাইটও কঠিন অবস্থায় রয়েছে।

ল্যাটেরাইটের উন্মোচিত ও কঠিনীভূত স্তর কতটা কঠিন হবে তার তেমন কোনো নিশ্চয়তা নেই। সাধারণত উন্মোচিত নয় এমন ল্যাটেরাইট নরম হয়। কিন্তু ঐ পদার্থের কোমলতার প্রকৃতি নিয়েও অনেক

খ) আবার কোনো অঞ্চলে মাটি সৃষ্টির প্রক্রিয়ার মতো মাটির স্তরের মধ্যেই পিসোলিথ সৃষ্টি হয়। এটি পেডোজেনেটিক ল্যাটেরাইট।

ম্যাকফারলেন এই দৃষ্টিকোণ থেকে ল্যাটেরাইটের জন্মভিত্তিক (Genetic) শ্রেণিবিভাগ করেন :

১) ভৌমজলস্তর সম্বন্ধীয় ল্যাটেরাইট



২) পেডোজেনেটিক ল্যাটেরাইট

অপরিণত ও স্থানীয় (ছাড়া ছাড়া পিসোলিথ)	আলগা পিসোলিথ
অপরিণত ও ওপরের স্তরের অবশিষ্ট পদার্থ	পিসোলিথে তৈরি সম্মিশ্রিত ল্যাটেরাইট
পরিণত অবশিষ্ট পদার্থ (সেল বা কোষজাতীয় গর্তযুক্ত)	সেলুলার ল্যাটেরাইট

উল্লেখ করা যেতে পারে, এস. সিনহা রায় পশ্চিমবঙ্গের বীরভূম জেলায় ভারমিফর্ম ও সেলুলার ল্যাটেরাইট চিহ্নিত করেন।

৩.৩.৫.৪ ল্যাটেরাইট সৃষ্টির প্রয়োজনীয় পরিবেশ (Environment of laterite)

ল্যাটেরাইট ক্রান্তীয় অঞ্চলের মাটি। স্বাভাবিকভাবেই ক্রান্তীয় অঞ্চলের জলবায়ু ও উদ্ভিদ ল্যাটেরাইট সৃষ্টির উপযোগী। পরিবেশের ভিত্তিতে জন্ম প্রক্রিয়া প্রভাবিত হয় বলে ল্যাটেরাইট আঞ্চলিক মাটি হিসেবে চিহ্নিত হয়েছে। সুতরাং ক্রান্তীয় প্রাকৃতিক পরিবেশের কয়েকটি বৈশিষ্ট্যকে ল্যাটেরাইট সৃষ্টির সহায়ক বলে চিহ্নিত করা যায়।

৩.৩.৫.৪.১ ভূমিরূপের প্রভাব (Influence of relief)

বুকানন ল্যাটেরাইটকে অল্পউচ্চতাবিশিষ্ট ভূমিরূপের কঠিনীভূত পদার্থ বলে চিহ্নিত করেন। কিন্তু মালভূমি অঞ্চলে বেশি উচ্চতায় অনেক ল্যাটেরাইটের স্তর লক্ষ করা যায়। ওল্ডহাম (Oldham, ১৮৯৩) উচ্চ অঞ্চলের ল্যাটেরাইট ও নিম্ন অঞ্চলের ল্যাটেরাইটকে আলাদাভাবে চিহ্নিত করেন। ওল্ডহামের মতে উচ্চ অঞ্চলের ল্যাটেরাইটই প্রাথমিক বা প্রকৃত ল্যাটেরাইট। নিচু এলাকার ল্যাটেরাইটকে তিনি অবক্ষেপজাত গৌণ পর্যায়ের ল্যাটেরাইট বলে চিহ্নিত করেন। ম্যাকলারেন, ক্যাম্পবেল, ওয়েল্যান্ড, পেডল্টন ও শারাসুভানা, ম্যাবাট, ল্যাটেরাইট বলে চিহ্নিত করেন।

OCEAN DEPOSITS

Introduction

The ocean is the final repository of debris from the land. Oceanic sediment deposits record the earth's history during the past 200 million years. Earlier deposits were apparently destroyed by subduction or incorporated into the continental blocks. Deep sea deposits, thus, contain a record of the Earth's history including effects of climatic changes on oceanic circulation. On land, the oceanic sediments and the fossils they contain provide the time dimension for ocean studies.

Most of the ocean bottom is covered by sediment deposits brought in by rivers, glaciers and winds alongwith shells and skeletons of marine organisms. Only a few areas are devoid of ocean sediments, such as those areas that are swept clean by strong ocean currents. Areas that are newly formed, such as crests of ocean ridges, have no sediment accumulation. The thickest sediments are found near the continents, especially in marginal ocean basins where ridges do not allow the transport of sediment into the main ocean basin while the thinnest deposits are formed at mid ocean ridges.

Type of Deposits

Ocean deposits are classified in two different ways:

- (1) On the basis of source of origin,
- (2) On the basis of particle size.

On the basis of source of origin, sediment types are divided into the following groups:

Table 7.1 Classification of Marine Sediments by Source of origin.

SEDIMENT TYPE	SOURCE	EXAMPLES	DISTRIBUTION	% (of all ocean floor area covered)
Terrigenous	Erosion of land, volcanic eruptions,	Quartz sand, clays, estuarine mud	Dominant on continental	~45%

	blown dust		margins, abyssal plains, polar ocean floors	
Biogenous	Organic; accumulation of hard parts of some marine organisms	Calcareous and siliceous oozes	Dominant on deep ocean floor (siliceous ooze below about 5 km)	~55%
Hydrogenous (authigenic)	Precipitation of dissolved minerals from water	Manganese nodules, phosphorite deposits	Present with other more dominant sediments	<1%
Cosmogenous	Dust from space, meteorites debris	Tektite spheres, glassy nodules	Mixed in very small proportion with more dominant sediments	0%

Source: Kennett, 1982; Weihsaupt, 1979; Sverdrup, Johnson, and Fleming, 1942.

Lithogenous deposits

Lithogenous deposits are composed of sediments derived from the mechanical and chemical breakdown of silicate rocks on land by the process of weathering. Since, the sediments have been derived from the breakdown of continental material, they are called **terrigenous materials** (*terra*-Earth; *generare*-to produce). The particles produced by weathering are transported from their place of origin by water, wind, gravity and ice. Most lithogenous sediments come from semi arid regions, which are usually mountainous areas. Normally,

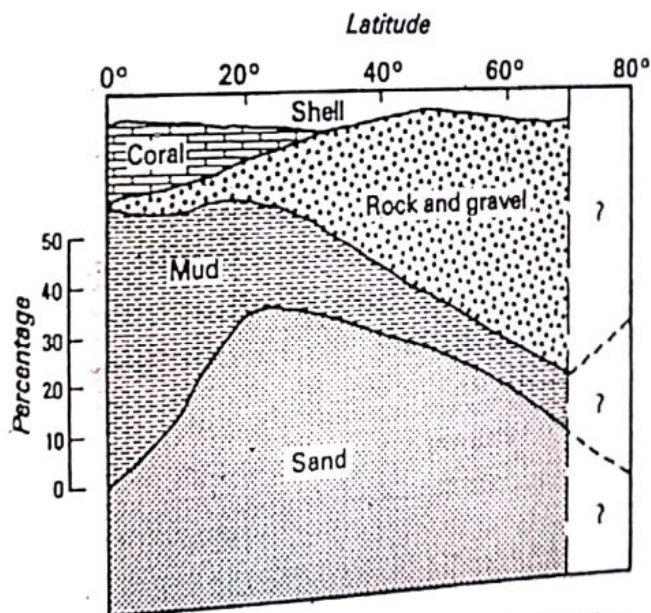


Figure 7.1 Occurrence of sediments on world's Continental shelves.

rainfall in such areas is inadequate to support an erosion resisting cover of vegetation, but sufficient to erode soils. In Asia, long continued intensive agriculture has further increased sediment yield. Low lying tropical areas usually supply relatively little sediment per unit of drainage basin because tropical vegetation inhibits particle movement. Moreover, weathering breaks the rock completely forming soluble components rather than leave discrete mineral particles. In Polar regions, low temperatures retard chemical breakdown of rocks. Most of the lithogenous sediments are deposited on the continental margins; smaller amounts are carried to the deep sea (Fig. 7.1). The lithogenous sediments contain gravel, sand and mud (Table 6.2).

Table 7.2 Classification of ocean deposits

SOURCE OF DEPOSIT ZONES OF DEPOSITION	LITHOGENOUS SEDIMENTS	HYDROGENOUS AUTHIGENIC SEDIMENTS	BIOGENOUS		COSMOGENOUS
			Neritic Benthos mainly	Pelagic Plankton mainly	
LITTORAL ZONE SHALLOW WATER, or NERITIC ZONE	Gravel, Sand, Mud	Oolite sands Calcareous muds Evaporites Cementing materials	Shell gravels and shell sands coral reef and coral sands		
BATHYL ZONE	Deep Sea Muds and Sands	Glauconite Pyrite, etc. Cementing materials Phillipsite	Coral muds		
ABYSSAL ZONE	Turbidites			Deep Sea ooze Calcareous Siliceous	
		Manganese Nodules		RED CLAY	

Gravel

Source: Duff, Holmes Principles of Physical Geology

It is a coarse material ranging between boulders and granules, i.e., from big boulders of rocks, broken by waves and deposited along the coast, to the smaller fragments (granules), formed due to further disintegration.

Ocean Deposits

These gravels are too heavy to be transported from the coast, and hence, form **pebble banks**.

Table 7-3 Size range of particles

	DESCRIPTIVE NAME	DIAMETER RANGES (MM)
Gravel	Boulder	>256
	Cobble	64—256
	Pebble	4—64
Sand	Granule	2—4
	Very coarse sand	1—2
	Coarse sand	0.5—1
	Medium sand	0.25—0.5
	Fine sand	0.125—0.25
Mud	Very fine sand	0.0625—0.125
	Silt	0.0039—0.0625
	Clay	<0.0039

Sand

Sand ranges from very coarse (1mm) to very fine (0.125 mm) and is the result of wearing of rock. The size of sand varies according to the nature and capacity of the transporting agency. Sand contains fragments of different rocks, i.e., igneous, sedimentary and metamorphic, which is thoroughly mixed up. But the major component is quartz grains because quartz is the most abundant constituent of the Earth's crust and it neither disintegrates easily nor is amenable to chemical change.

Silt, clay or mud

These deposits are much finer than sand (0.625 to < 0.0039 mm.) Clays are finer than muds and their proportion increases with the distance from the land. Clays and mud differ from sand compositionally in that they are heterogenous and contain aluminium.

Silt and clay originates from the disintegration of the continental rock and is carried in suspension to the sea where it is deposited as fine clayey sediments.

Terrigenous Muds

Bordering the continents in a zone along the upper and middle continental slope are **terrigenous muds**. These are brought to the deep ocean floor by bottom currents. Terrigenous muds are silty but more fine-grained. Terrigenous muds may be blue, green, black or red in colour.

Black Mud

Black muds have a relatively high organic content and are found in a depositional environment of stagnant water with little oxygen present.

Blue Mud

Blue mud is the most common and widespread deposit in the deeper areas around continents and in partially enclosed seas. The blue colour results from the presence of ferrous, iron oxide and reflects a deficiency of oxygen or a lack of oxidation. The process of its formation is helped by sulphur, which reduces the iron into a ferrous state containing 1-2% of amorphous black organic substances. Blue mud deposits are found along the Atlantic Ocean, the Mediterranean and the Banda Sea.

Green Mud

Green mud occurs at a depth of 150-3000 m in areas devoid of large rivers and their deposits, such as the Pacific and the Atlantic coasts of North America, off the coasts of Australia, South Africa and Japan. Its green colouration is largely due to the presence of green silicates of potassium and iron known as **glauconite**. Besides, calcium carbonate is also present in large quantities.

Red Mud

Red mud is rarer than Blue mud. The red colouration is due to the presence of ferric iron oxide and ochreous matter. Ferric oxide show complete oxidation of iron and this probably happened during transportation. The percentage of calcium carbonate range from 6-61% but on an average it is 32%. Red muds are found in the Yellow Sea, coasts of Brazil, and large areas of the floor of the Atlantic.

Turbidites

Turbidites are deposits laid down by turbidity currents (highly turbid waters moving on continental slopes in long narrow tongues) (see Chapter 2, The Ocean Floor). Turbidite is an arrangement of layers, changing in texture from coarse at the bottom to fine at the top. Typically, the basal zone of the turbidite shows a distinctive particle size arrangement known as **graded bedding**. Above the basal graded zone, the turbidite consists of sand in parallel and rippled laminations. The topmost layer is made of clay sized particles while just below it is silty clay.

Contourites

Contourites are deposited by **contour currents** (deep bottom currents flowing over the continental rise at $10-20 \text{ cm sec}^{-1}$ carrying silt and clay brought down by turbidites). Contourites show a well sorted fine sediments up to 500 m thick.

Hydrogenous deposits

In certain areas sediments are derived from the seawater itself by chemical and biological processes. These sediments are called **hydrogenous** and include **carbonates** (limestone type deposits), **phosphorites** (phosphorus in phosphate form in crusts and nodules), **evaporites** (salt and gypsum deposits) and **manganese nodules**.

Perhaps the most important alteration product is the clay mineral, **montmorillonite**. This mineral is derived from volcanic materials including volcanic ash and basaltic rock, exposed on the ocean floor. **Phillipsite**, a hydrous aluminosilicate of calcium, sodium and potassium, is found in the central Pacific Ocean basin, where basaltic volcanic rocks are common. However, the mineral is rare near the bordering continents and is not found in other oceans.

Evaporites

Evaporite deposits are formed when evaporation removes an appreciable amount of fresh water from the solution and increases the concentration of salts causing some to precipitate out of solution. The evaporite deposits are especially likely to form in shallow seas, cut off from circulation with the ocean, e.g., the Dead Sea or the Great Salt Lake. As the salinity of the water increases, the first salts to precipitate out are the carbonates—first calcium carbonates and then a mixture of magnesium and calcium (dolomite). If evaporation continues and the salinity increases still further, sulphates begin precipitating especially, calcium sulphate (gypsum). After 90% of water has been evaporated, common rock salt (NaCl) starts precipitating. Because of its high solubility, it precipitates only when a large amount of evaporation has occurred.

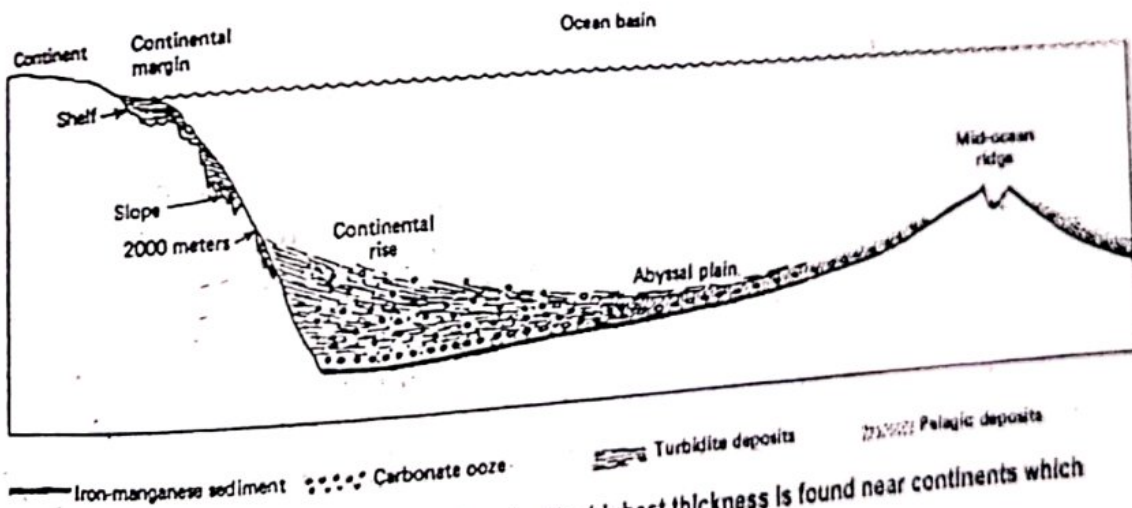


Figure 7.2 Thickness of deposits in Ocean Basin. The highest thickness is found near continents which decrease towards the ridge where the minimum thickness is found.

Manganese nodules

Manganese nodules are deposits of manganese, iron, copper, cobalt and nickel in the form of potato-shaped nodules, scattered across the deep ocean floor. These deposits are found lying on top of other sediments. Manganese nodules are the most conspicuous hydrogenous sediments. The elements that constitute the nodules were originally brought to the ocean by rivers and by discharges of hydrothermal vents on the ocean bottom. They precipitated in the presence of abundant dissolved oxygen found in deep ocean waters.

Nodules form by accretion and thus, contain most of the particles generally found in seawater. The accretion takes place around a nucleus, which can be a sediment particle or particles like shark's teeth. Most manganese nodules form exceedingly slowly—only a few atomic layers per day—one, one of the slowest chemical reactions known. Because of their slow growth, manganese nodules cannot reach any substantial size in areas receiving large amounts of other sediments; they would be buried too quickly. Consequently, nodules are rare in the Atlantic, which is well supplied with lithogenous sediments. In the central Pacific, where sediments accumulate slowly, nodules are quite common at the bottom. It is estimated that manganese nodules cover 20% to 50% of the deeper parts of the Pacific.

Biogenous deposits

Although the bulk of the sediments, on the continental margins, are terrigenous fragmental materials, a small amount is provided by skeletal fragments. The marine organisms that contribute most conspicuously to the sediments of the littoral and shallow water zones belong to a group collectively known as the *benthos* (bottom dwellers). This includes seaweeds, molluscs, sea urchins, corals and other forms that live on the sea floor. Deposits of shell fragments accumulate in favourable situations but at other places these remains are dispersed as fossils through the terrigenous deposits.

There are some local reef environments where the biogenic component does dominate. Plants that form reef include mangrove trees, which trap sediments between their roots and some forms of algae, which form mats with their fronds and trap sediments. Animals, that form reefs, tend to use the cemented skeletons of previous generations as the platform, on which the new generations live. These include oysters and some kinds of tube worms and corals. The reefs formed by oysters and tube worms are relatively smaller (a few metres in diameter) than the reefs formed by mangroves and algae.

Coral reefs, however, are extremely large, for example, the Great Barrier Reef of Australia, which runs for several thousand kilometres. Corals tend to grow in shallow waters in the western tropical oceans where the water is warm, salty and active. Where these structures are found, coralline debris tends to dominate the surrounding shelf sediments and often form a large component of the beach sand.

In the deep oceans, the sediments accumulate very slowly. The two main sources of deep ocean sediments are the tiny skeletons or tests of microorganisms (called **oozes**) and the very fine clays of continental origin that have been carried far out to the sea by currents and winds (called **Red clays**). The organic oozes and red clay of the abyssal zone are known as **pelagic deposits** (Greek: *pelagos*—open ocean).

Ooze

Ooze consists of the shelly and skeletal remains of microscopic marine organisms belonging to a group called *plankton* (the wanderers). This includes unicellular marine plants (*diatoms*) and animals (*foraminifera* and *radiolarians*); certain floating molluscs known as *pteropods*; most of the eggs and larvae of the benthos and other marine organisms; and all other forms, which unlike fishes have no means of locomotion. The *pteropods* are blown along the surface by the wind but most other microscopically small forms are suspended in water, and carried by ocean currents.

Diatoms are plants, which cannot live below the depth of effective sunlight penetration (**photic zone**). In the open ocean the growth of diatoms are found up to a maximum depth of about 100 m. Individually, diatoms are invisible to the unaided eye but they are present in such huge numbers that they make the sea sluggish. Diatoms are the main food for the rest of the planktons whose habitat is also confined to the photic zone. Diatoms are largely confined to cold regions where other forms of planktons are rare.

Billions of these tiny creatures, as they die, sink to the ocean bed and accumulate slowly. The residual deposit, which is built up, is usually greyish in colour. When dry, it is a little like flour in texture. If the sediment in an area consists of more than 30% fine biogenous sediment by weight it is called **ooze**. The deposits of ooze consist mainly of either calcium carbonate or silica and it is largely on the basis of composition that different types of oozes are recognised.

Types of ooze

Calcareous ooze	Globigerina ooze
	Pteropod ooze
	Coccolithophore ooze
Siliceous ooze	Diatom ooze
	Radiolaria ooze

The distribution of calcareous and siliceous remains of organisms in the sediments is related to:

- (i) The supply of organisms. The vertical water movements bring nutrients to the water surface in high latitudes and along the equator. Thus, these waters are highly productive of marine life and produce distinctive deposits of biogenous sediments.

(ii) The dissolving capabilities of water through which the organisms fall. Phosphatic and siliceous constituents, and inorganic remains dissolve when exposed to deep ocean waters. Thus, their survival depends in large measure on how sturdy the fragments initially were. Only the most resistant bones and heavily silicified shells are common sedimentary constituents. Thin or slightly silicified shell fragments are easily broken and readily dissolved. They do not survive the long settling time and long exposures at the sediment surface.

(iii) Rate of dilution. Biogenic oozes seldom form on the continental margins because of dilution by terrigenous sediments. This is also often true on the deep ocean floor bordering the continents.

Calcareous ooze

Calcareous oozes are formed at the shallower oceanic depths from the remains of small animals and plants and are found throughout the ocean floor. They are of three types:

Globigerina ooze is by far the most widespread ooze because the genus *globigerina* of one celled animals *foraminifera* is abundant in the seas of both tropical and temperate regions and a few distinctive species live in very cold waters. *Globigerina* ooze is especially characteristic of the Atlantic, the ooze being brought from the neighbourhood of Bear Island in the north to South Georgia in the south. Extensive deposits are also found in the western Indian Ocean and in parts of southwest and southeast Pacific. The colour is milky white; away from the coast but near the coast, there is dominance of bluish grey colour. Depending upon the source materials the colour also varies from white yellowish to greyish. The average composition is 64.47% calcium, 1.64% siliceous content, 3.33% minerals and 30.56% fine washing.

Pteropod ooze consists of the aragonite shells of pteropods. These are small graceful swimming snails. Pteropod contains 80% calcium carbonate. It is found away from the continents in shallower waters (800-1000 fathoms), on ridges and in warm waters in coral reef regions, such as near Azores, Antilles, Canary Islands and on ridges in the Indian Ocean.

Coccolithophore oozes are composed of minute single celled plants *coccolithophores*, which are covered with calcareous plates called *coccolith*.

Calcium carbonate dissolves in cooler water masses but not in warm waters. This is because cooler waters tend to have slightly more dissolved carbon dioxide which makes them slightly more acidic [in water, CO_2 makes very weak carbonic acid (H_2CO_3)]. Cold water dissolves more carbon dioxide from the atmosphere. These cold waters sink to the bottom of the ocean and fill the deepest portion even in Temperate and Tropical latitudes.

The calcareous tests tend to dissolve at all depths in high latitudes and in deep waters of temperate and tropical latitudes. The depth, below which calcareous skeletons dissolve as fast as they accumulate, is called the **calcium carbonate**

compensation depth (CCCD) or simply, **calcium compensation depth (CCD)** (Fig. 7.3). CCD is usually 4 to 5 km in temperate and tropical latitudes depending on the exact nature of the cold deep water masses and on the productivity of the surface waters. Consequently, calcareous ooze will be found only at depths shallower than 4 or 5 km and only in temperate and tropical latitudes.

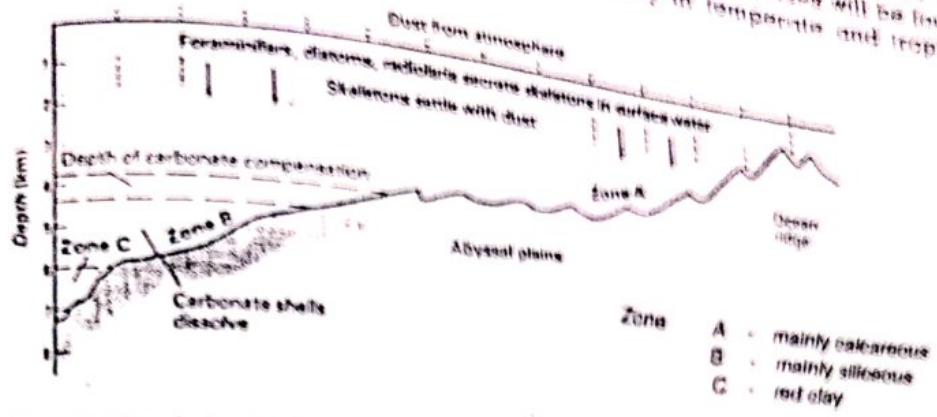


Figure 7.3 Depth distribution of Ocean deposits.

Siliceous ooze

Below the carbonate compensation depth, siliceous ooze predominates. Silica dissolves slowly in seawater. Therefore, in regions of relatively high productivity, where siliceous tests accumulate faster than they dissolve, siliceous oozes are found among the bottom sediments. Such regions include areas of equatorial upwelling and regions between 50° and 65°S lat., where the Atlantic Circumpolar Current and seasonal overturn bring nutrient laden deep water to the surface supporting vigorous biological activity. Siliceous oozes are not found much in corresponding northern waters because of heavy dilution by terrigenous sediments and because the ice cover inhibits biological productivity. Altogether siliceous oozes dominate about 14% of all deep ocean areas. Siliceous oozes consisting of 30% or more of siliceous tests is derived from a number of organisms of which **diatoms** and **radiolaria** are most important.

Diatomaceous oozes are derived from single celled plants called **diatoms**. They are found around the Antarctica and in a band across north Pacific. Because the diatoms are plants, they require sunlight and nutrients for growth. The sunlight is available at ocean's surface; the nutrients are produced by the decomposition of all plant and animal life in the ocean and these nutrients are liberated in the deeper water as the decomposition takes place. It is only at specific locations that these nutrients are returned to the surface by large scale upward movement of deeper water. Where this upward movement occurs, the presence of sunlight along with the nutrients provides the conditions needed for plant production. Because diatoms reproduce rapidly in cold water, large

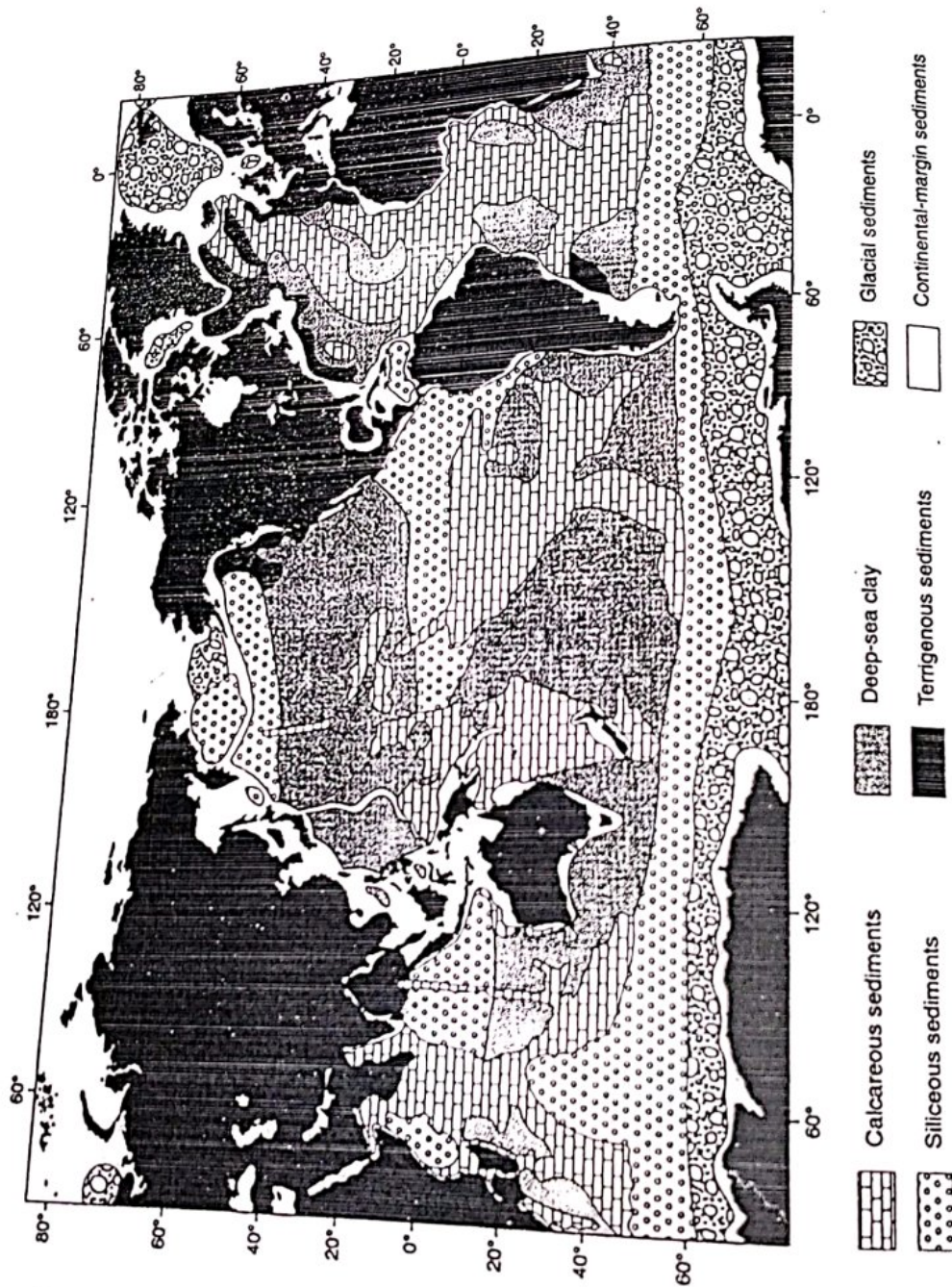


Figure 7.4 Distribution of Ocean deposits.

Figure 7.4 Distribution of Ocean deposits.

popu
temp
Rad
the
with
occ
Chi
the
Eq
an
R
R
d
l
s
f

populations are found in the areas that combine light, nutrients and suitable temperatures, such as around north Pacific and Antarctica.

Radiolarian oozes are derived from single celled amoebae-like animal called the *radiolaria*, which produces a siliceous outer shell that is often covered with long spines. Radiolarian ooze is produced in warm equatorial waters. It occurs principally along an east-west strip between Central America and the Pacific and Indian Ocean. These are the regions where the westward flowing Equatorial Currents have become sufficiently warm and where only a meagre amount of calcareous remains reach the bottom.

Red Clay

Red clay is perhaps the most widely spread pelagic deposit. It is found on the deep ocean floor far away from the land and under water that holds little marine life. It is distributed throughout most of the north Pacific, the middle part of the south Pacific, the eastern part of the Indian Ocean and deeper basins of the Atlantic. Red Clay is composed chiefly of

- (i) clay minerals derived from wind borne dust,
- (ii) wind blown volcanic ash and pumice fragments that have floated far from their sources before sinking,
- (iii) volcanic materials from submarine volcanic eruption,
- (iv) rock wastes dropped by icebergs, and
- (v) insoluble organic materials such as shark's teeth and earbones of whales.

Red clay contains calcium (6.70%), siliceous organism remains (2.39%), minerals (5.56%) and fine washings (85.35%).

Red clay is known variously as **brown clay** or **brown mud**. The red brown colour is due to the oxidising (rusting) of the iron present in the sediment. Although traces of red clay are found throughout the oceans, it only becomes substantial component of the sediment in areas where sediments from other sources do not mask its presence.

Cosmogenous deposits

Cosmogenous deposits are derived from the meteoritic debris that continuously bombards the Earth. Some are quite large but the majority is tiny micrometeors, which are like tiny feathers and as soon as they strike the outer atmosphere and they gently float down to the earth's surface. The earth gains several thousand tons of this meteoritic material each day and most of this lands in oceans. However, it is of miniscule contribution to total sediment cover, amounting to an

elements which are required by plants but the elements which are most required by plants are iron, copper, manganese, zinc, boron, chlorine, molybdenum etc.

Besides chemical elements, there are also organic materials which are involved in the circulation of elements or nutrients in the biospheric ecosystem. The organic materials comprise (i) decomposed parts of either alive or dead plants and animals, and (ii) waste materials excreted (released) by animals (e.g. dung).

A few of the chemical elements act as organic catalysts or enzymes because they help chemical reactions but seldom undergo chemical changes themselves.

The elements (chemical or inorganic and organic) which are circulated in the biosphere belong to three main phases : (i) atmospheric phase (hydrogen, oxygen, carbon, nitrogen), (ii) sedimentary phase (potassium, calcium, magnesium, phosphorous, sulphur etc.), and (iii) organic phase (organic matter including both plants and animals).

9.2 BIOGEOCHEMICAL CYCLES

Biogeochemical cycles may also be termed as geobiochemical cycles because the necessary nutrients are provided by the soils and the roots of phototrophic green plants take the nutrients in solution form through the process of root osmosis from the soils. The biologists prefer to use the term biogeochemical cycles because plants play active role in the cyclic pathways of nutrients.

'A biogeochemical cycle is the cycling of chemical element' through the earth's atmosphere, oceans and sediments as it is affected by the geological and biological cycles. It can be described as a series of compartments or storage reservoirs, and pathways between these reservoirs' (D.B. Botkin and E.A. Keller, 1982). P.A. Furley and W.W. Newey (1983) have defined biogeochemical cycles as 'large scale cycles, involving inorganic substances which pass through a biotic phase and then return to an inorganic state'.

The elements derived from the atmospheric and sedimentary reservoirs are pooled into soils. The chemical or inorganic elements stored in sedimentary phase are made available to soil pool or reservoir due to weathering and erosion of rocks.

The inorganic elements of the atmospheric phase are brought to the soils under the impact of precipitation. The inorganic elements or nutrients pooled in the soil reservoir are taken up by plants in solution form through the process of root osmosis. The plants then convert these inorganic elements into such forms which are easily used in the development of plant tissues and plant growth by biochemical processes (generally photosynthesis). Thus the nutrients driven by energy flow pass into various components of biotic communities through the process known as biogeochemical cycles.

In a generalized form the biogeochemical cycles include the uptake of nutrients or inorganic elements by plants through their roots in solution form from the soils where these inorganic elements, derived from sedimentary phase, are stored (fig. 9.1). Some nutrients are leached from the soil pool and are brought back to the sedimentary phase while some nutrients (chemical or inorganic matter) are washed out and are brought to the ocean by rivers (fig. 9.1). The inorganic elements or nutrients taken up by plants are transported to various trophic levels along the food chain through energy flow (fig. 9.2).

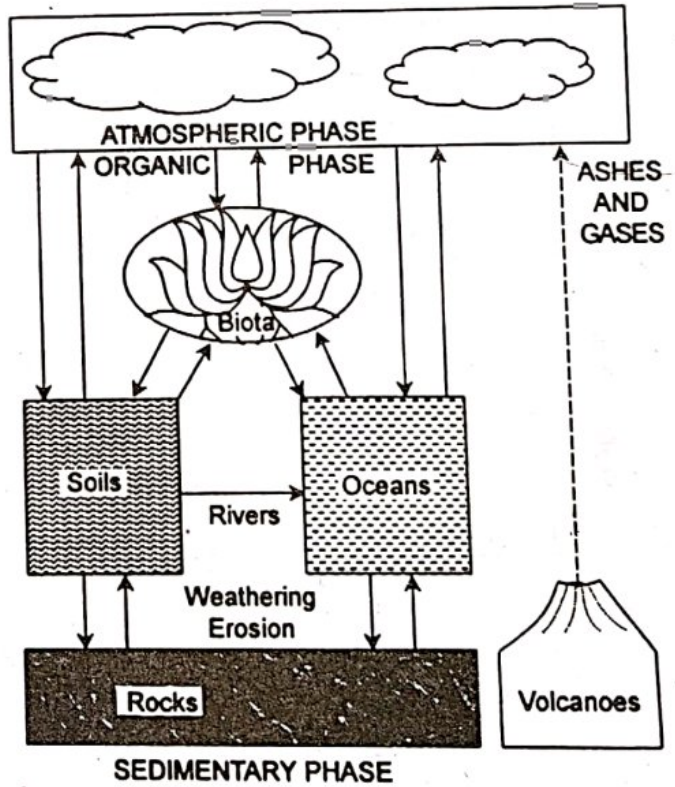


Fig. 9.1 : Generalised and simplified biogeochemical cycle (based on D.B. Botkin and E.A. Keller, 1982).

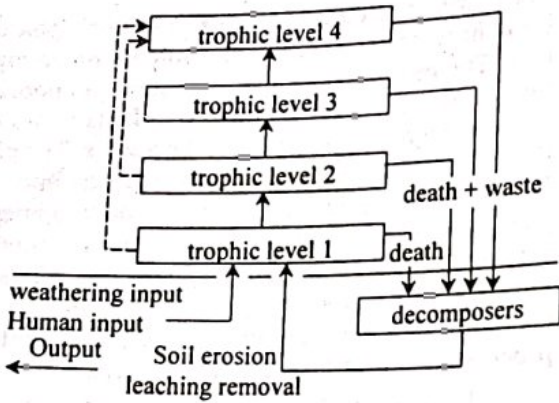


Fig. 9.2 : Generalized pattern of nutrient cycling (after C.C. Park, 1980).

When nutrients are used and assimilated in the building of plant tissues and their bodies and when these are circulated and assimilated among different organisms of different trophic levels, these materials become organic matter and are stored in biotic reservoirs or pools of organic phase. The organic elements of plants and animals are released in a variety of ways as given below :

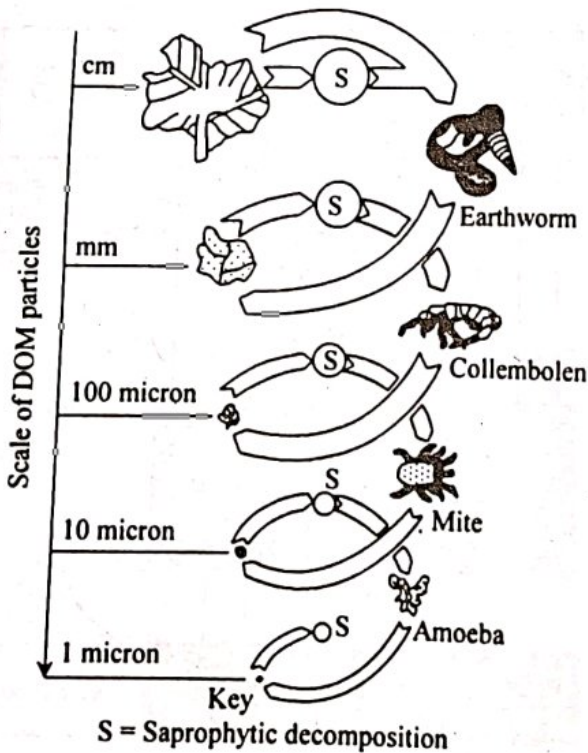


Fig. 9.3 : The gradual degradation of dead organic matter (DOM) in the litter layer by saprophytes (after I.G. Simmons 1982).

(1) Through the decomposition of leaf falls from plants, dead plants, parts of plants and dead animals by microbes (decomposers) mainly bacteria (fig. 9.3). The gradual degradation of dead organic matter (DOM) in the litter layer by saprophytes (those organisms which feed on organic compounds of dead plants and animals) has been shown through fig 9.3. These organic materials after decomposition are again converted into inorganic materials which again join the soil pool.

(2) Through burning of vegetation by lightning, accidental forest fires or deliberate forest fires kindled by man. The portions of organic matter on burning are released to the atmosphere and again fall down on the ground surface under the impact of precipitation and again become soluble inorganic form of element to join soil pool (soil storage) while some portions in the form of ashes after their fall on the ground surfaces are decomposed by bacterial activity and these again join soil storage.

(3) The waste materials excreted or released by animals (dung, stool etc.) are decomposed by microbes (decomposers) (mainly bacteria) and are again converted into inorganic elements which again find their way in soluble form to soil storage (fig. 9.4).

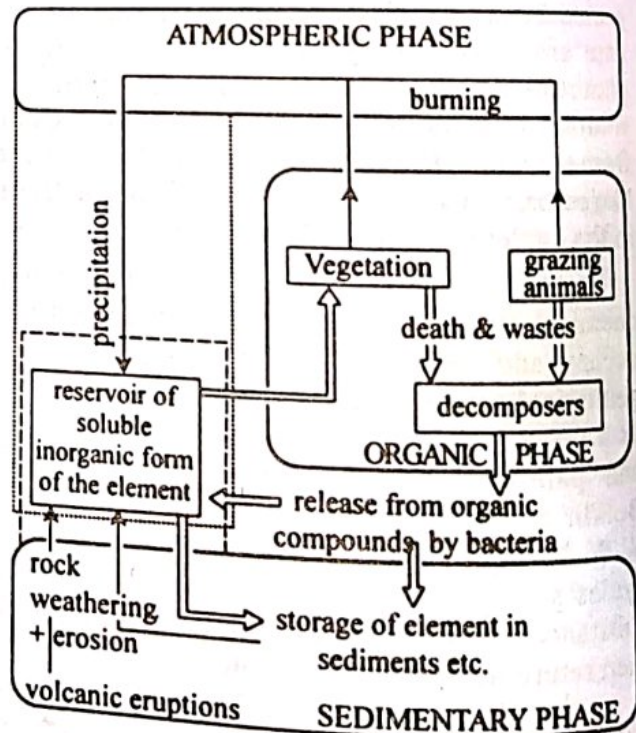


Fig. 9.4 : Pattern of terrestrial biogeochemical cycle. Solid arrows indicate major pathways of nutrients (after W.B. Clapham, 1973).

Thus it is obvious that biogeochemical cycles involve the movement and circulation of soluble inorganic substances (nutrients) derived from sedimentary and atmospheric phases of inorganic substances (sedimentary and atmospheric phases are two important basic components of inorganic phase of elements) through organic phase of various biotic components and finally their return to inorganic state. The study of biogeochemical cycles may be approached on two scales e.g. (i) cycling of all the elements together or (ii) cycling of individual elements e.g. water or hydrogen cycle, carbon cycle, oxygen cycle, nitrogen cycle, phosphorous cycle, sulphur cycle etc. Besides, hydrological cycle, sediment cycle, and mineral cycle are also included in the broader biogeochemical cycles.

9.2.1 HYDROLOGICAL CYCLE

About one third of the important 100 elements which occur naturally in the earth's crust are very important for the sustenance of life in the biosphere. Out of these essential elements oxygen, carbon and hydrogen are by far the most essential elements for the existence of living organisms because these three elements constitute 90 per cent of dry weight of the organic matter in the biosphere. Out of these three essential elements, hydrogen in the form of water and oxygen together make up 80.5 per cent of the total weight of all the living organisms. Since hydrogen enters the biosphere and goes out of the biosphere in the form of moisture mainly in liquid form, the hydrogen cycle is discussed in terms of water cycle or hydrological cycle.

The water resulting from the association of hydrogen (2 atoms, H_2) and oxygen (one atom, O) (H_2O) is by far the most abundant substance in the biosphere. The water is found on the globe in various forms e.g. (i) gaseous form (vapour and moisture), (ii) solid form (ice), and (iii) liquid form (water). The water is found in various locations e.g. lakes, ponds, tanks, rivers, oceans, groundwater, soils, surface and subsurface rocks, living organisms, as water vapour in the atmosphere, as snow and ice in the high latitude (polar areas) and high altitude (hills and mountains) areas. The water is very important substance in the biosphere because (i) it is able to dissolve almost all substances, (ii) it has great ability to store heat, (iii) it takes part in the nourishment of organisms, (iv) it helps in the circulation of elements in the biosphere etc.

The water or hydrological cycle at global scale involves the mechanisms of (i) evaporation of water from the oceanic water through insolation, (ii) conversion of water into water vapour or moisture, (first and second processes are almost the same), (iii) transport of atmospheric moisture over the oceans and the continents by atmospheric circulation, (v) release of atmospheric moisture in the form of precipitation (either in liquid form as water, or in solid form as snow and ice and other minor forms as dew, fogs etc.) over the continents and oceans, and (vi) eventual transfer of water received at the earth's surface to the oceans viz various routes and hydrological processes, important being surface runoff and rivers (fig. 9.5).

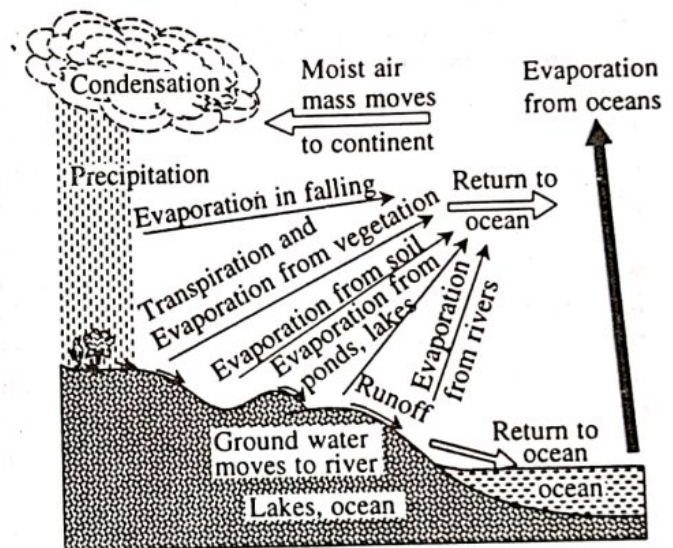


Fig. 9.5 : Global hydrological cycle involving different pathways of water e.g. from the ocean, through the atmosphere and the lithosphere back to the ocean.

The mechanisms of global hydrological cycle can be presented in the following manner :

Oceanic water is heated by insolation and thus water is transformed (only a small fraction of oceanic water) into gaseous form-water vapour or moisture. This moisture is transported across the oceans and over the continents by atmospheric circulation (winds). The air is cooled because of its ascent and thus the moisture is released as precipitation over the oceans and the continents. The

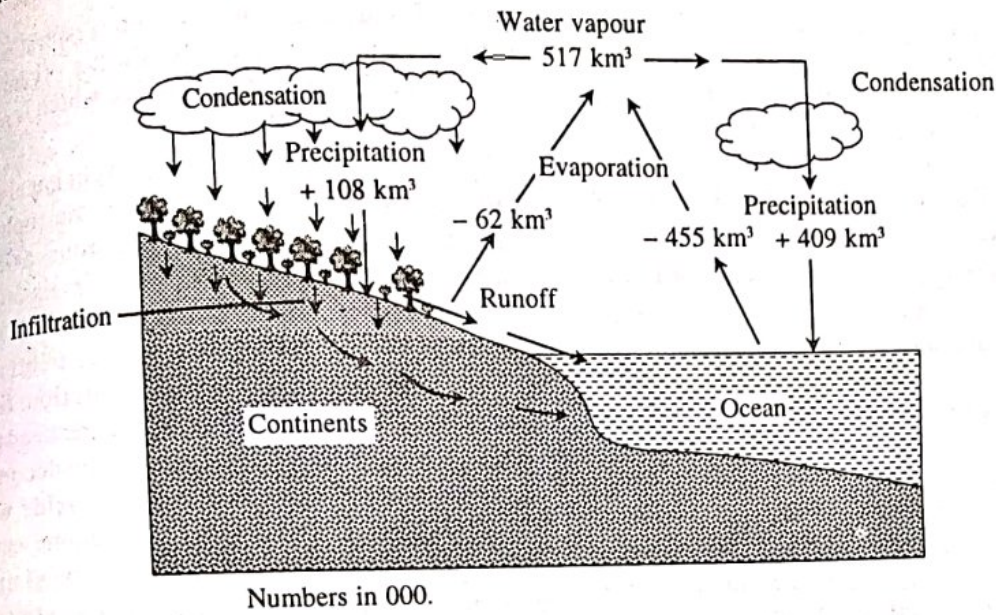


Fig. 9.6 : Global hydrological balance. Source : data from M.L. Budyko (1971).

Man affects and modifies the internal processes of hydrological regime of drainage basins in a variety of ways. These modifications have both positive and negative effects. The input of precipitation in the hydrological cycle of a drainage basin is modified through 'cloud seeding' (also see page 293) for induced precipitation (increase in input), atmospheric pollution (both increase and decrease in precipitation input), modified atmospheric circulation (e.g. urbanisation induces vertical convective currents and thus increases precipitation), forest clearance (decrease in precipitation), vegetation modification (changes in precipitation) etc. Additional input of water on ground surface is provided through irrigation of crops and effluent disposal from urban areas. **Interception storage** is modified by forest clearance (reduction in interception storage) and vegetation modification. **Surface storage** is modified by land clearance, cultivation, urbanisation, land drainage, mining etc. while **surface runoff** is increased due to deforestation and cultivation and is supplemented by additional input through channeled irrigation for cropland and effluent disposal from urban areas. **Infiltration** is modified through devegetation (decrease in infiltration), urbanisation (decrease), afforestation and reforestation (increase) and irrigation (increase). **Soil moisture storage** is positively affected by irrigation, planting of grasses and plants,

artificial recharge, seepage from water supply systems, soakpits, cesspools etc. while it is negatively affected by land clearance through deforestation, burning of grasslands, urbanisation etc. **Groundwater storage** is modified through extraction of groundwater for domestic use and irrigation purposes while **channel storage** is modified through flood plain development, channel modification (shortening or lengthening of channels), river regulation, construction of dams and reservoirs etc. The impact of man's activities on different components of basin hydrological cycle may 'include increased flood hazard and other changes in river regime, reduced availability of groundwater, deterioration of water quality and widespread eutrophication of water bodies and river systems in response to increased nutrients' (K.J. Gregory and D.E. Walling, 1981)

9.2.2 CARBON CYCLE

The carbon which moves in the biosphere through various pathways has three phases of its storage and movement e.g. (i) gaseous phase in which carbon is present as gas (CO₂) in the atmosphere, (ii) liquid phase which includes dissolved carbon dioxide in water, and (iii) solid phase which includes carbon stored in the sediments, fossil

fuels and organic matter. 'The movement of carbon in solid and liquid forms and as carbon dioxide (gaseous form) is of particular interest as it makes up around 50 percent of organic matter by dry weight, and its movements within the biosphere are closely bound up with the flow of energy' (P.A. Furley and W.W. Newey, 1982).

The carbon cycle involving the circulation of carbon within the biosphere includes two pathways or cycles e.g. (i) **gaseous cycle**, which involves the movement of carbon as carbon dioxide (CO_2) which is found as free gas in the atmosphere and as a gas dissolved in the water of the land and of the seas and the oceans, and (ii) **non-gaseous or inorganic cycle** involves the solid phase of carbon wherein it resides in carbohydrate molecules (CH_2O) in the organic matter, as hydrocarbon compounds in the rocks of the earth's crust (in coal etc.) and as mineral carbonate compounds such as calcium carbonate.

The carbon dioxide of the atmospheric pool enters the biological cycles through the process of photosynthesis wherein carbon, hydrogen and oxygen are combined by the autotrophic green plants of the terrestrial and marine ecosystems with the help of sunlight and thus organic compounds are formed. The flow of energy and elements in the ecosystem (biosphere) is controlled by different components of the system. The component which issues energy or element is called **donor component** and the component which receives energy or elements is called **recipient component**. In the case of carbon cycle in the biosphere the transfer of carbon from the atmospheric pool or reservoir (donor component) to the living organisms or organic reservoir (recipient component) is both **donor-controlled** and **recipient controlled**. The rate of uptake of carbon dioxide by green plants (recipients) from the atmospheric reservoir depends on the density of plants and their activities (recipient controlled) and on the concentration of carbon dioxide in the atmosphere and other environmental factors (light, water, nutrients etc. and processes (donor controlled).

Thus the carbon dioxide assimilated by plants is stored in the woody tissues of plants. This is called as **organic reservoir** (fig. 9.7) of carbon. Forests, mainly tropical evergreen rainforests, temperate evergreen and deciduous forests, and the boreal forests are significant storages (reservoirs) of biological carbon of the biosphere. Carbon is released from the living organisms due to break-

down of carbohydrates during respiration. The respiration by the biota transforms organic compounds to gaseous carbon dioxide which is returned back to the atmosphere.

Some of the carbohydrates (chemical energy) produced by the autotrophic plants at trophic level I are consumed by the herbivorous animals at trophic level 2 and carnivorous animals at trophic levels 3 and 4 and these heterotrophic animals release carbon as carbon dioxide due to breakdown of their carbohydrates (during respiration, fig. 9.7). Decomposition of fallen leaf litter, and dead organic tissues (of both plants and animals) by decomposers oxidizes further carbon to carbon dioxide which is returned back to the atmosphere. Some carbon is released as CO_2 due to burning of vegetation and animals and is returned back to the atmospheric reservoir. The microbes or decomposers also release carbon in gaseous form through respiration when they decompose dead organic tissues.

Some carbon goes to the sediments below the ground surface and is stored in **sedimentary reservoir**. Some of the dead organic matter is also stored in the soil or in deep-sea sediments for longer period of geological time. The terrestrial organic matter is transported to the oceans by the geological processes in the form of dissolved or particulate organic matter. The geological processes include rivers, wind, glaciers etc. The organic materials brought to the oceans are generally converted into rocks and thus carbon enters the sedimentary phase.

The sedimentary reservoir or geological reservoir stores carbon mainly in the form of inorganic carbonates and to some extent in the form of peat, soil or coal or animal (e.g. shells, bones etc.) remains, or mineral oil. Carbon has a long residence time in the sedimentary phase because it remains stored in the sedimentary reservoirs for fairly a longer period of geological time. Carbon from the sedimentary phase may be released only when either (i) the rocks are weathered and eroded, or (ii) the fossil fuels (coal, peat, petroleum and natural gas) are burnt during their uses in the factories, automobiles or domestic affairs. Carbon released from the sedimentary reservoirs (through weathering and erosion of rocks, burning of fossil fuels and volcanic eruption) goes back to the atmospheric reservoir but this sedimentary cycle of carbon takes much longer time of geological time scale.

The movement of carbon in the marine ecosystem is much simpler. Atmospheric carbon dioxide is taken by the marine autotrophic phytoplanktons who transform carbon together with oxygen and hydrogen into carbohydrates during the process of photosynthesis. Some portion of carbon stored in phytoplanktons goes to sedimentary storages after their death, some portion is transformed into organic matter to form petroleum and natural gas and some portion is transferred to marine animals when they feed on phytoplanktons and on

such animals which feed on zooplanktons. Some portion of carbohydrates stored in the marine animals is broken down during respiration and thus carbon is released from marine animals as carbon dioxide which is returned back to the atmospheric reservoir. The remaining portion of carbon of marine organisms goes to sedimentary reservoir as carbonate sediments and hydrocarbons. Carbon stored in the sedimentary reservoirs may be released to the atmosphere after long period of geological time scale through weathering and volcanic eruption (fig. 9.7).

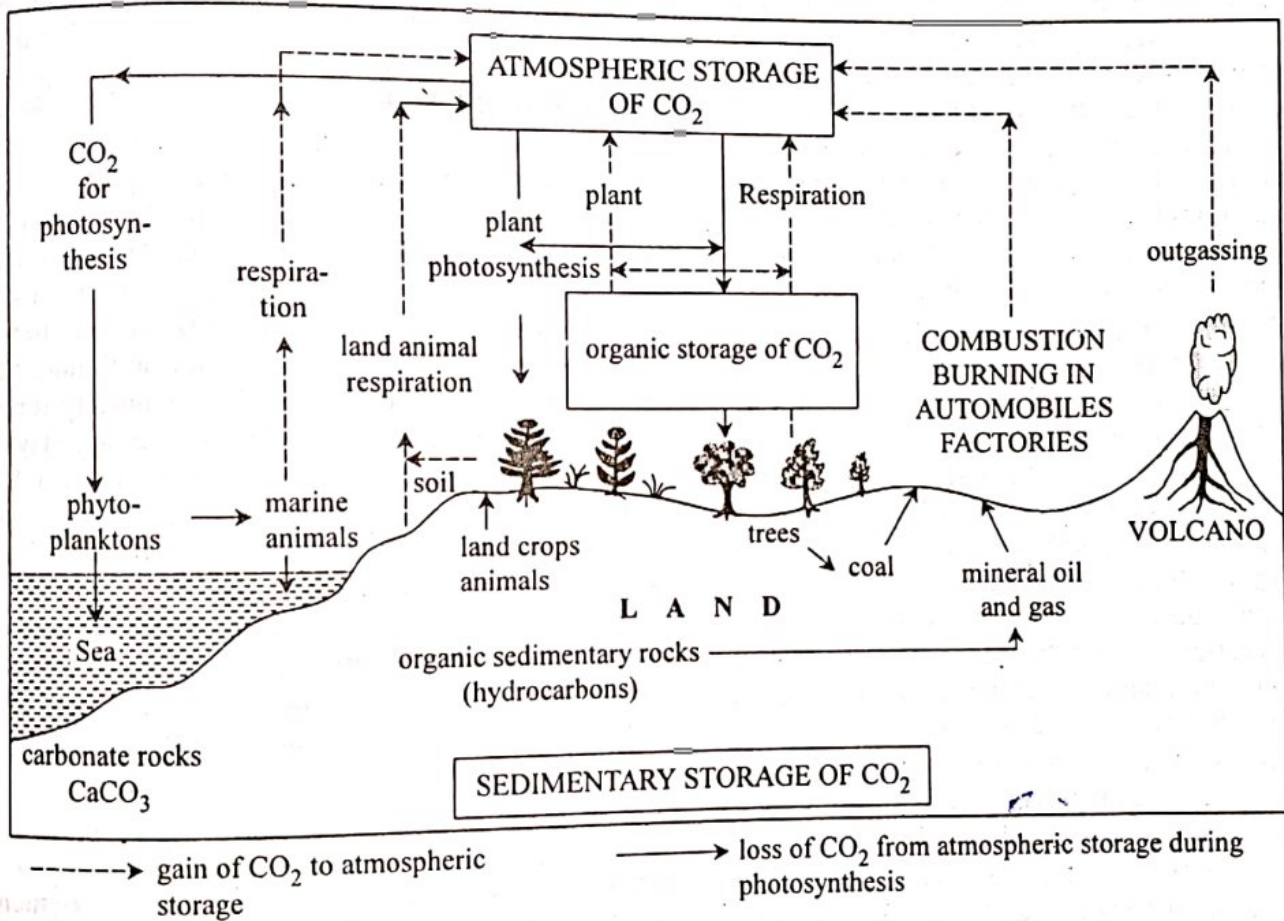


Fig. 9.7 : Illustration of simplified carbon cycle.

Summary of Carbon Cycle

The aforesaid mechanism of gaseous and non-gaseous carbon cycles may be summarized in the following manner :

Carbon is spent from the atmospheric reservoir (pool or storage) of carbon dioxide in the formation of carbohydrates by the autotrophic terrestrial plants and marine phytoplanktons and

thus carbon is stored in the organisms of different trophic levels of terrestrial and marine ecosystems (organic pool/storage of carbon). The atmospheric pool receives carbon from the respiration of microbes or decomposers (soil respiration), animals and plants of terrestrial ecosystems and from the respiration of phytoplanktons and animals of marine ecosystem, from the combustion of fossil fuels (coal and petroleum) (that is carbon from man's industrial

role), from automobiles and aeroplanes and from volcanic eruption.

The sedimentary storage pool receives carbon from skeletal structures of calcium carbonate built up by phytoplanktons. These structures are disintegrated and decomposed into inorganic mineral matter which accumulates on the ocean floor and is converted into sedimentary strata. Carbon is stored in these sedimentary state of carbonate rocks for long period of geological time and is not readily available to general carbon cycle. Organic compounds synthesized by marine phytoplanktons settle down on the ocean floor and are transformed into hydrocarbons (petroleum and natural gas) and thus these join the sedimentary storage pool of carbon. Plants are converted into peat and coal on the lands and thus organic carbon joins the sedimentary storage pool. Carbon is released from the sedimentary storage pool through weathering and erosion of rocks, combustion of fossil fuels (coal, petroleum and natural gas) and volcanic eruption (Fig. 9.7).

The concentration of carbon dioxide in the atmosphere is 0.036 percent of the total gases of the atmosphere which is equivalent to 0.007 percent carbon. There has been gradual increase in the concentration of atmospheric carbon dioxide. It is estimated that at the beginning of the industrial revolution (1860) atmospheric carbon dioxide was 290 ppm (part per million) and since then the carbon content in the atmosphere has risen to 360 ppm (upto 1990). It is estimated that there is addition of carbon content to the atmospheric storage pool of carbon at the rate of $5-6 \times 10^9$ tons per year due to release of carbon from the combustion of fossil fuels. This means that there is an increase of carbon at the rate of 2-3 ppm per year. D.R. Kester and R.M. Pytkowicz (1977) have predicted that if the present rate of increase of CO_2 is maintained there will be fourfold increase in the atmospheric carbon within about 80 years. According to another estimate the concentration of carbon in the atmosphere was predicted to reach 300 to 400 ppm by the turn of the 20th century which has come almost true. It has been predicted by IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) Report of 2001 that the CO_2 concentration may go upto 540-970 ppm which may cause rise in global temperature by 1.4° - 5.8°C by the run of 21st century. The gradual increase in the concentration of CO_2 in the atmosphere would have far reaching consequences on all living organisms

including man. Increase in carbon dioxide leads to chain effects in the biosphere, as CO_2 increase \rightarrow temperature of both the land and water surfaces increases \rightarrow which may affect evaporation, precipitation, melting of ice caps and ice sheets. All these affect broader world climatic patterns. There will be considerable rise in the sea level consequent upon the melting of glaciers, ice caps and ice sheets due to increase in temperature. Increase in carbon dioxide will also lead to increase in the greenhouse effects of the atmosphere which means increase in temperature. This trend will adversely affect the living organisms in the biosphere (see section 13.9, chapter 13 of this book).

9.2.3 OXYGEN CYCLE

Oxygen plays a significant role in the biosphere and is very essential element for the living organisms because it supports life and arises from it. The circulation of oxygen also helps in the cycling of other elements in the biosphere. Oxygen is chemically very active because it combines with majority of the elements in the biosphere. It generally forms about 70 percent atoms in living matter and plays a very important role in the formation of carbohydrates, fats and proteins. It is required for respiration process by the animals including man and for photosynthesis by the plants. The oxygen cycle in the biosphere is very much complicated because of its various chemical forms e.g. molecular oxygen (O_2), water (H_2O), carbon dioxide (CO_2), different inorganic compounds as oxides (iron oxides- Fe_2O_3), carbonates (calcium carbonate- CaCO_3) etc.

It is believed that there was no free oxygen in the original earth-atmosphere. The molecular oxygen probably was formed only after the development of photosynthesising organisms due to splitting of water molecules by plant cells. Water is split by plant cells and is reconstituted in about every 2 million years and thus oxygen produced circulates in the atmosphere through various components and is again recycled after about 2000 years. Thus it is obvious that the residence time of oxygen in the atmosphere is much longer (2000 years, that is oxygen is recycled in 2000 years) than the residence time of carbon (300 years, that is the carbon released by plants and animals through respiration is available again for them after 300 years). The oxygen continued to concentrate in the atmosphere from the time of its formation and now it constitutes about 21

9.2.4. NITROGEN CYCLE

'Nitrogen moves through the biosphere in a gaseous cycle in which the atmosphere, containing 78 percent nitrogen by volume, is a vast storage pool available to organisms' (A.N. Strahler and A.H. Strahler, 1976). Nitrogen is very important for all life forms in the biosphere because it is an essential part of amino acids which make up proteins. Nitrogen generally exists in seven forms in the atmosphere e.g. molecular nitrogen (N_2), oxides of nitrogen (e.g. N_2O = nitrous oxide, NO = nitric oxide and NO_2 = nitrogen peroxide) and hydrogen-nitrogen compounds (e.g. NH_3 = amino, NH_3 = ammonia and HNO_2 = nitrous acids). Though nitrogen constitutes the largest proportion of atmospheric gases by volume, but living organisms cannot use nitrogen directly rather they obtain nitrogen in the form of ammonium salts and nitrate through their roots from the soils. Animals get nitrogen from the plants by eating them. The nitrogen cycle involves the conversion of atmospheric nitrogen into different usable compounds (which become usable for living organisms) under the process of **nitrogen fixation**; transfer of nitrogen to the plants through their roots from the soils and liberation of nitrogen as gas through the process of denitrification and final return of nitrogen as gas to the atmospheric storage pool of nitrogen. The nitrogen cycle is completed through the following steps :

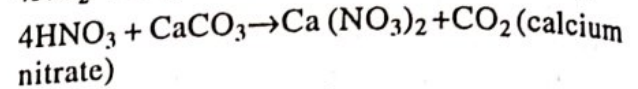
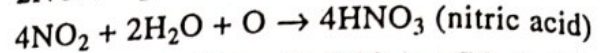
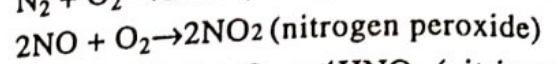
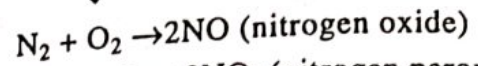
(1) **Transfer of atmospheric nitrogen into soils or nitrogen fixation**—Nitrogen fixation means the conversion of the atmospheric molecular nitrogen (N_2) into usable forms (e.g. ammonia and nitrate) in the soils which can be taken by the plants through their roots—the process known as **root osmosis**. There are only two major natural pathways of nitrogen fixation or conversion of molecular atmospheric nitrogen into ammonia, nitrate ion or amino acids e.g. (i) **lightning**, and (ii) **biological activity**. There is also **artificial fixation of nitrogen** by man through the use of chemical fertilizers.

(i) Molecular atmospheric nitrogen and oxygen are combined by natural lightning discharge to form nitric oxide (NO). Due to additional oxygen nitric oxide is oxidized to form nitrogen peroxide (NO_2) which changes to nitric acid (HNO_3) after combining with water (H_2O). This acid (nitric acid) is brought to the soils by rainwater where it changes to nitrates after reacting with calcium carbonates

($CaCO_3$) and alkalis. These nitrates accumulate in the soils and are used by plants as nutrients to prepare their food. The aforesaid processes of fixation of nitrogen by atmospheric processes may be expressed in the following forms :

Lightning Discharge

↓



It is estimated that this process of nitrogen fixation results in the formation of 2,50,000 tons of acid within 24 hours.

(ii) The other natural process of nitrogen fixation is performed by the activities of the organisms. 'One of the more curious and important points we should keep in our mind about the nitrogen cycle is that the conversion of molecular nitrogen ammonia or nitrate, and other chemical transformations of inorganic forms of nitrogen, can be done only by bacteria and blue-green algae—members of the prokaryotic forms of life' (D.B. Botkin and E.A. Keller, 1982). The nitrogen fixing organisms are divided into two categories e.g. (i) free living organisms mainly bacteria and algae, and (ii) the organisms having symbiotic association include plants and bacteria which live together. The free-living organisms are basically autotrophic organisms like bluegreen algae and some photosynthetic bacteria. Many symbiotic bacteria living in the roots of leguminous plants (like peas, gram, clover, alfalfa, soybeans, beans, peanuts etc.) help in nitrogen fixation. It is important to note that bacteria and plants live in close physical contact where plants provide nutrients and organic compounds to bacteria and bacteria in turn supply nitrogen in the form of ammonium or amino acids to the plants. The micro-organisms e.g. bacteria continuously transfer atmospheric nitrogen in the soils and make nitrogen usable for plants. Nitrogen fixation is done in the oceans by non-symbiotic organisms which include bacteria and blue-green algae.

(iii) The artificial method of nitrogen fixation includes the production of chemical fertilizers (e.g. ammonium sulphate, calcium sinemide, nitrates etc.) by man in the factories.

(2) **Mineralization, nitrification and transfer of nitrogen from soils to plants and animals** : Mineralization and nitrification are the processes of transformation of nitrogen in such forms in the soils that these can be easily taken up by plants. When organic nitrogenous compounds are transformed into an inorganic or mineral form (either ammonia or ammonium), the process is called mineralization or ammonification where as the process of the conversion of ammonium salts into nitrite and nitrate is called nitrification. Thus plants take nitrogen in the form of nitrates from the soils through their roots. Nitrogen taken up by plants (in the form of nitrates) is transformed into complex organic compounds (e.g. protein) which are transferred to herbivorous animals of trophic level 2 where plant protein (having nitrogen) is converted into animal protein. Again nitrogen (in the form of animal protein) is transferred to carnivorous animals at trophic levels 3 and 4. The protein disintegrates in the bodies of

organisms and is transformed into amino acid, urea etc.

(3) **Denitrification and return of nitrogen to the atmosphere** : Ammonifying bacteria living in the soils convert amino acid and urea present in the excreted wastes of the animals into ammonia and ammonium salts. Similarly, soil-living bacteria decompose dead plants or their parts and dead animals and transform amino acid and urea present in them into ammonia and ammonium salt. These ammonium salts and ammonia are again transformed into nitrates by nitrifying or nitrosifying bacteria, the process being known as nitrification as referred to above.

The opposite process of nitrification is known as denitrification which means transformation of nitrates into gaseous nitrogen (molecular nitrogen) by denitrifying bacteria and fungi which operate in anaerobic conditions which goes back to the atmospheric storage pool and thus the nitrogen cycle

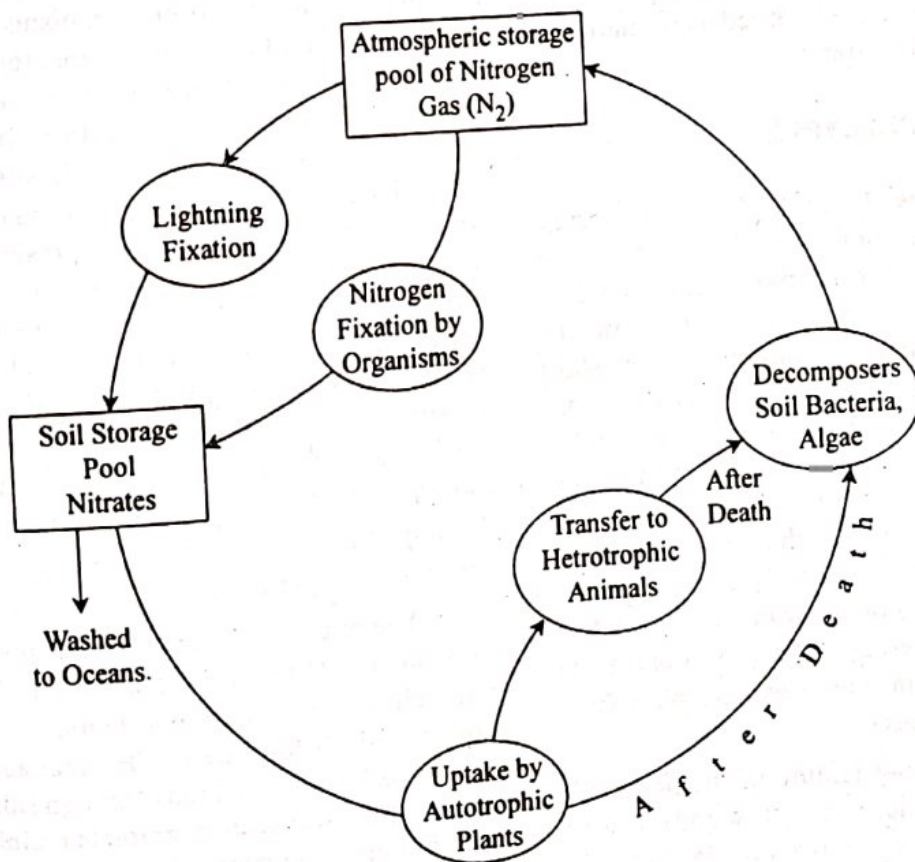


Fig 9.9 : Nitrogen cycle.

is completed (fig. 9.9). Some of the nitrates are also lost to groundwater and some are lost to the sea through erosion and transport by stream runoff. Bacterial decomposition of organisms releases ammonia to the atmosphere, which being soluble in water is returned back to the oceans and continents with rainfall in the form of ammonium sulphate and ammonium nitrate. It is important to note that organisms are the controlling and regulating factors of the nitrogen cycle because bacteria fix nitrogen and perform the process of nitrification as well as these also perform denitrification. It is evident that the 'removal and addition of nitrogen to the atmosphere are primarily controlled by bacterial activity' (D.B. Botkin and E.A. Keller, 1982).

It is expected that the removal of nitrogen from the atmospheric storage pool and fixation of nitrogen by terrestrial and marine organisms should be balanced by the addition of nitrogen through denitrification from the terrestrial and marine ecosystems but the amount of nitrogen available to plants is much larger than the amount of nitrogen returned back to the atmospheric storage pool by denitrification because of increased use of industrial nitrogen (chemical fertilizers).

9.2.5 PHOSPHOROUS CYCLE

Phosphorous is the second most important (water being the most important) substance in the biosphere which is most essential for the growth of organisms because it limits production in the biospheric ecosystem. Phosphorous is in short supply as it is found in phosphate rocks which are restricted to very limited areas over the globe. Phosphorous is such a chemical element (mineral) which has a very limited gaseous phase and has major sedimentary phase in the biogeochemical cycle. Phosphorous is temporarily present in the atmosphere in very small quantity in the form of dust and salt which are carried as salt spray from the sea or blown as dust from the areas of phosphate deposits and active mines.

The very interesting feature of the phosphorous cycle is that it is gradual, very slow and one way as phosphorous tends to move from the lands to the oceans through surface runoff via rivers and very little amount of phosphorous is returned from the oceans to the lands. Most of phosphorous is stored in

the sedimentary rocks in the form of phosphate rocks. When these rocks are weathered, phosphorous is transferred to the soil storage pool. It is significant to point out that phosphorous exists in the soil in the form of minerals combined with calcium, potassium, magnesium, iron and phosphate. Not all phosphorous present in the soils and rocks takes part in the cycle rather only 10 percent is involved in the cyclic pathways because phosphorous is relatively insoluble in water.

Plants take up phosphorous in the form of inorganic phosphate from the soils through their roots under the process of root osmosis. The inorganic phosphates are converted into organic forms in the plants which (organic forms of phosphate) are circulated in the food chain through different trophic levels (from plants to herbivorous animals and from herbivores to carnivorous and omnivorous animals). Phosphate is returned back to the soils when dead organisms (plants and animals) and their excreted wastes are decomposed by soil-organisms (decomposer organisms-microbes) and through mineralization of organic form of phosphate (i.e. conversion of organic form of phosphate to inorganic form). Some portion is leached and washed out to the oceans while some portions of phosphate are maintained as organic compounds (e.g. bones) which store and preserve phosphatic materials for long period. These are returned to the soils when these are again converted into mineral forms but this process is completed after long period of time. It is also important to state that a sizeable portion of phosphate absorbed by the plants remains in inorganic form in the plants and therefore this inorganic form of phosphate is mineralized after decomposition of plants in a relatively shorter period of time (fig. 9.11).

The return of phosphorous from the oceans to the lands is not regular feature rather it is exceedingly slow and occasional feature. Phosphorous brought to the littoral areas of the seas and the oceans is returned back to the lands through salt spray, fish (when eaten by terrestrial animals mainly man) and birds but major portion of phosphorous drained to the seas and the oceans is moved in the deeper sediments. In such cases, phosphorous may be available again only when there is emergence or upliftment of oceanic bottoms.