

Subfamília III—Mimosóideas

140. *Acacia melanoxylon* R. Br. "Acácia"—Pico do Castelo.
141. *A. longifolia* (Willd.), DC. "Acácia"—Vila e Pico do Castelo.
142. *A. penninervis* (Sieb.), DC. "Acácia"—Estrada do Tanque.
143. *A. farnesiana* Willd. "Aromeira"—Vila.

(continua)

ESBOÇO DA FORMAÇÃO GEOLÓGICA DA MADEIRA

No. III, Art. 8.

Por G. W. Grabham

Pode-se descrever um edifício, falando somente das qualidades dos materiais empregados na sua construção. Também se pode descrever o mesmo edifício, referindo-se quase unicamente à maneira como foi construído e à sua forma.

Do mesmo modo, pode-se descrever a formação geológica da Madeira sem descrever minuciosamente os materiais que nela entraram, atendo-se principalmente ao seu mecanismo e às formas daí resultantes.

No lado leste do Oceano Atlântico há uma série de formações vulcânicas do período terciário, como, por exemplo, a Islândia, a Ilha Skye na Escócia, o condado de Antrim na Irlanda, os Açores, a Madeira, as Selvagens, as Canárias, Cabo Verde, a Ilha de Santa Helena e a Ilha de Ascensão, algumas das quais estão ainda em actividade. Há também elevações submarinas, como são os bancos Sena, Dácia, etc., quase com certeza de origem vulcânica, mas que ainda não chegaram ao nível do mar.

Hoje em dia sabe-se que as rochas dos continentes são mais leves do que as dos oceanos, que a força da gravidade é maior nos oceanos do que nos continentes, e que é mínima nas montanhas mais altas. É claro que nunca existiu a Atlântida—lenda referida por Platão. Mais provavelmente, segundo a teoria de Wegener, os continentes da Europa e África estavam ligados aos da América do Norte e do Sul, e em dado tempo se afastaram uns dos outros, dando lugar à entrada das águas que formaram o Oceano

Atlântico. Esta teoria apoia-se no facto das duas metades se ajustarem uma à outra, e também no facto de que as qualidades e estruturas das rochas são as mesmas nos litorais que se ajustam. Vê-se, portanto, que a bacia do Atlântico teve origem no afastamento das duas metades. Depois se deram, no período terciário, uma série de erupções no lado leste do oceano. Uma destas erupções formou a Madeira, Desertas e Porto Santo. O mapa (Diagrama 1.) que indica a localização da Madeira, e que é baseado na "Carte Générale Bathymétrique des Océans, 1912", publicada pelo Príncipe de Mónaco, mostra que, na profundidade de 4000 m., a Madeira está ligada com os bancos S.=Sena, 148 m., A.=Ampere, 662 m., J.=Josefina, 150 m., G.=Gorringe, 62 m., e o continente português. Os números referem-se à profundidade do mar. As Canárias, Selvagens e o Banco Dácia estão ligados com o continente africano, e há uma fossa de profundidade superior a 4000 m. que os separa da Madeira. Os diagramas 2. e 3. representam perfis em escala natural, terrestres e marítimos, da Madeira e do Porto Santo, mostrando como estas ilhas se elevaram do fundo do Oceano. Indicam também o terraço de erosão levemente inclinado desde a costa até a profundidade de 70-100 m..

No progresso da formação da Madeira e do Porto Santo, são indicadas nos diagramas as seguintes fases:—

a) Começaram as erupções vulcânicas no fundo do mar, e sobrepueram-se umas às outras (Diagrama 4.).

b) A acumulação de produtos vulcânicos, tais como lavas, tufos, escórias, etc. chegou acima do nível do mar, e devido à alta temperatura das águas naquele tempo formaram-se recifes de corais à beira-mar (Diagrama 5.). Encontram-se restos daquelas formações calcáreas no Vale de S. Vicente e no Porto Santo, e pelos seus fósseis se deduz pertencerem ao período Helveciano da era miocénica. Hoje em dia, os recifes de corais só se formam perto do equador onde a temperatura média das águas marinhas é superior a 21 °C..

c) As formações calcáreas foram elevadas, e é provável que essa elevação foi devida a intrusões vulcânicas entremeio das camadas de tufos e de lavas. Dentre aquelas rochas, é típica a diabase do Porto da Cruz e prova a presença delas. As diferenças de nível em que se encontram os calcáreos *in situ*, mostram que o levantamento não foi geral, mas devido a efeitos locais.

É de supor que a formação destes recifes se deu em toda a volta das ilhas. Depois da elevação acima do nível do mar, ficaram sujeitos à erosão,

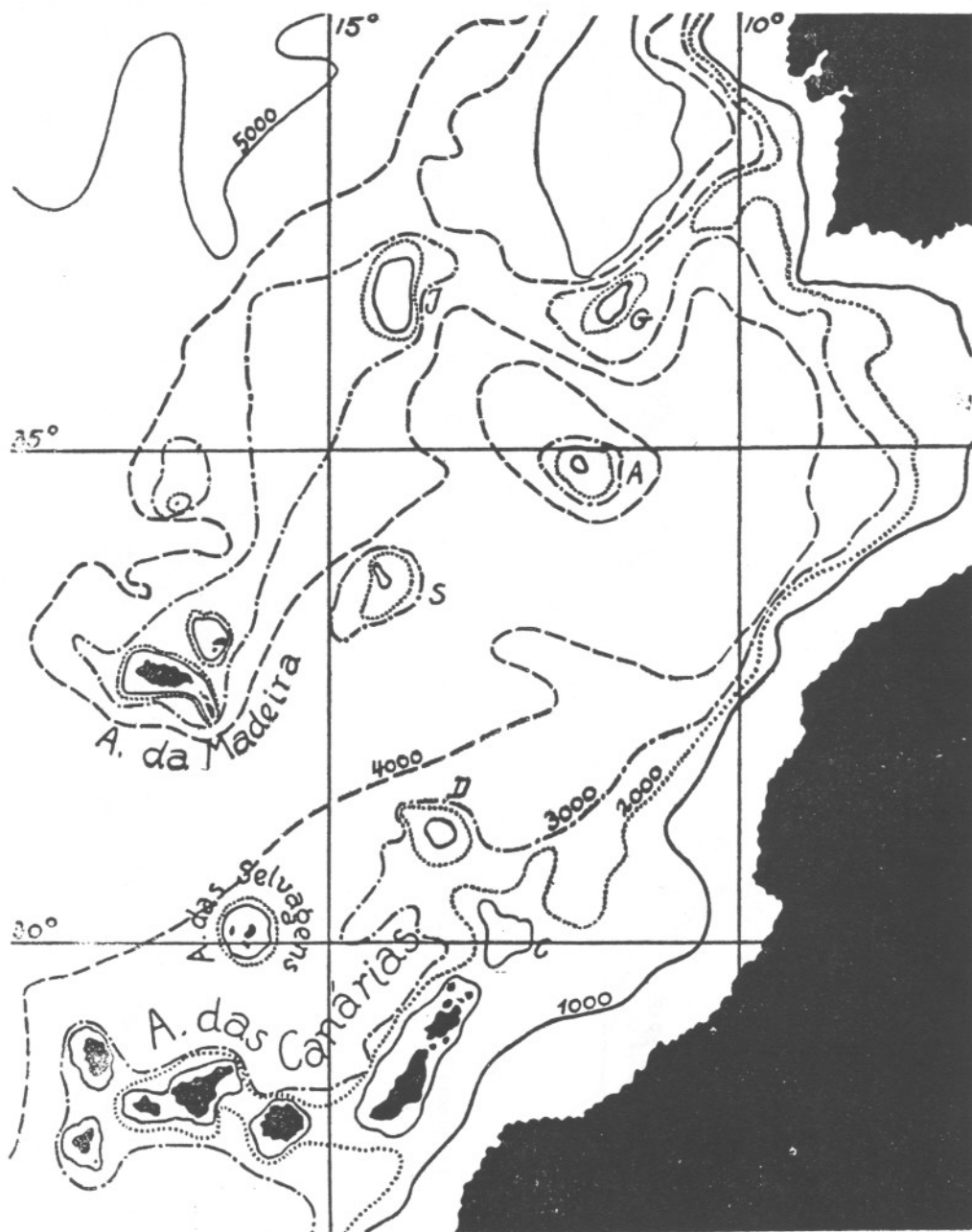


Diagrama 1.—Carta batimétrica da localização da Madeira.

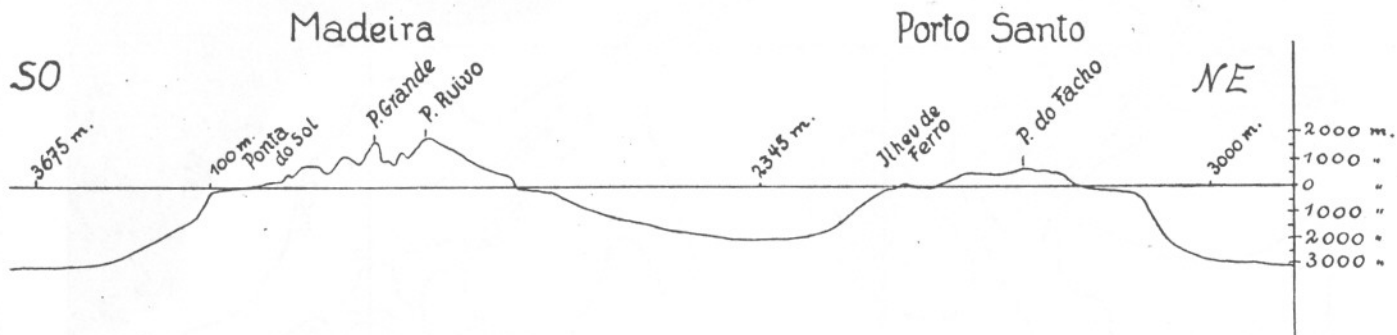


Diagrama 2.—Perfil Sudoeste-Nordeste terrestre e marítimo da Madeira e Porto Santo. Escala natural

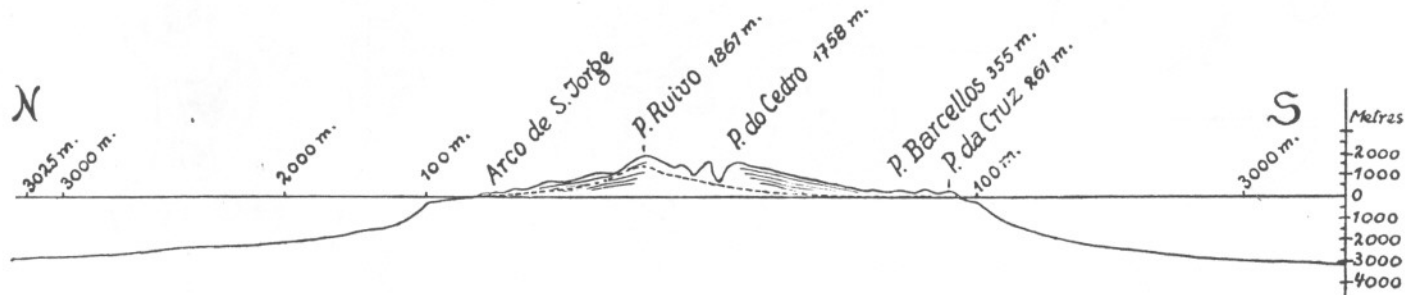


Diagrama 3.—Perfil Norte-Sul terrestre e marítimo da Madeira. Escala natural.

a maior parte foi destruída, e ficaram poucos à vista. É possível que haja outros ainda cobertos.

Quase do mesmo modo do que as primeiras, que levantaram as ilhas acima do mar, seguiu-se mais uma série de erupções vulcânicas. Estas, depois, ocultaram os resíduos calcáreos dos recifes com lavas e tufos até a ilha alcançar a altura de quase 2000 m., a sua maior altura (Diagrama 6.). No fim destas erupções a Madeira ficou com a forma dum montão liso (cordilheira com vales muito pouco profundos) salvo os vulcões dos quais saíram as camadas de lava. Estes eram comparáveis às colinas que existem hoje a oeste do Funchal: Pico da Cruz, Pico de S. Martinho, etc., que são de formação muito mais recente. Pode-se comparar a Madeira desse período com formações que se encontra nalgumas partes dos Açores; por exemplo, a parte leste da Ilha do Pico onde houve várias erupções modernas e onde a cordilheira quase lisa está salpicada de cones vulcânicos, que, como na maior parte das erupções, ficaram numa linha central.

Não parece provável que na Madeira tenha havido grandes crateras como as das Sete Cidades ou das Furnas, em S. Miguel, nos Açores, que têm 5 ou 4 km. de largura. Parece antes verosímil que, na Madeira, algumas das camadas de lava mais altas saíram dos diques à maneira de erupções de planície, sem haver verdadeiro vulcão. Esta opinião é apoiada pelo facto dos numerosos diques que atravessam as rochas, especialmente na linha média da ilha, estando à vista os pés deles na Ponta do Pargo e na Ponta de S. Lourenço.

A Madeira, nessa altura, já tinha vegetação, da qual se encontram vestígios em muitos lugares nas cinzas e tufos. São exemplos disso: os paus fósseis da Encumiada, a camada de lignite na Ribeira de S. Jorge, na costa de S. Vicente, no Porto da Cruz, etc..

d) Durante um longo espaço de tempo, a erosão pelas chuvas e ventos formou os grandes vales tão característicos da Ilha, e nas costas formaram-se as escarpas pela abrasão do mar (Diagrama 7.). Alguns pensam, como o Professor Doutor Custódio de Moraes, que os vales do Curral das Freiras, Serra de Água, e até outros, são crateras que deram origem à Madeira. Pelo contrário, vê-se em todas as partes mais altas da Madeira, até nos cumes que rodeiam esses mesmos vales, lavas que correram de cima para baixo, o que indica que provieram de vulcões mais altos. Pertencem a esta categoria as camadas da Encumiada Alta, as das partes mais altas do Curral das Freiras e da Serra de Água, Pico Coelho, Pico de S. António, Chão do Terreiro e também do Paul da Serra. Se os tais vales fossem crateras, deveria haver no fun-

* See J. C. Moraes, *Publ. Mus. Min. Geol. Univ. Coimbra*, No. 15, pp. 8, 9, 10, 13, 14, 16 3 Figs. 27 & 28.
Also *Bol. II*, Art. 3, p. 69. (on this page)

do deles sinais da garganta por onde passou a lava. O que é mais curioso é que aquele Professor acha que as ribeiras que nascem naqueles vales são os canais por onde passou a lava dos supostos vulcões; essa lava, se assim fosse, ter-se-ia transformado em rocha dura, que teria resistido muito à erosão, e não se teria transformado, com certeza, em leito de ribeira.

O que é facto é que no meio da Ilha houve mais erupções, e, assim, houve mais cones vulcânicos, cada um com as suas cinzas, escórias e tufos, e com as lavas mais espalhadas para os lados. Os tufos e cinzas têm menos resistência à erosão e, por isso, os vales são mais largos no centro da Ilha do que onde atravessam as camadas de lava mais próximas das costas. Isto torna-se evidente para quem da Boca dos Namorados olha através do desfiladeiro do Curral para o Serrado e o Paredão do Pico de S. António (Cedros). O mesmo se verifica na garganta da Serra de Água, entre esta povoação e a Vila da Ribeira Brava.

Em torno das ilhas há um terraço submarino de pequeno declive até 70-100 m., como já referi. O facto da abrasão marítima não se dar abaixo de alguns metros abaixo do nível do mar, prova que o terraço se formou simultaneamente com um abaixamento geral das ilhas, que se deu aproximadamente até a profundidade de poucos metros em que se dá a abrasão marítima. Fora desta plataforma, o fundo do mar inclina-se rapidamente a grandes profundidades. É possível que este abaixamento das ilhas seja devido à contracção, pelo arrefecimento, da rocha vulcânica.

e) Houve um período de clima árido, em que os ventos do norte, na Ponta de S. Lourenço e no Porto Santo, arrastaram pela terra dentro areias do mar, constituídas por conchas trituradas, formando assim as camadas de arenitos calcáreos nos quais se acham embebidos caracóis terrestres. (Diagramas 9. e 10.) Não se deve confundir estas camadas calcáreas novas com as dos recifes coralinos da idade Helveciana-Tortoniana, como fez o Senhor Professor Custódio de Moraes. Estas duas formações diferem muito, não só pela idade, como também pelo facto que as primeiras são marítimas e as últimas terrestres.

Nestas areias encontram-se "branqueiros", isto é, as formações calcáreas com aparência de troncos e raízes de árvores petrificadas. A maior parte não têm estrutura definida, mas algumas apresentam estruturas concêntricas que se assemelham às de troncos e raízes verdadeiros. Certo número destas formações passa ainda para baixo da camada de areia e prolongam-se em forma de raízes. Como concluiu o geólogo Smith, são moldes obtidos em vãos que tinham estado ocupados por plantas que

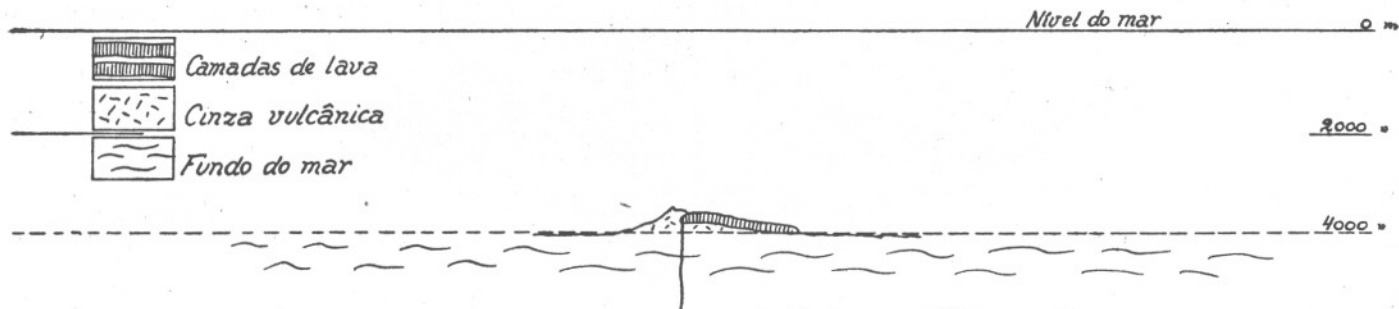


Diagrama 4.—A primeira erupção no fundo do mar. (4000m. aprox.)

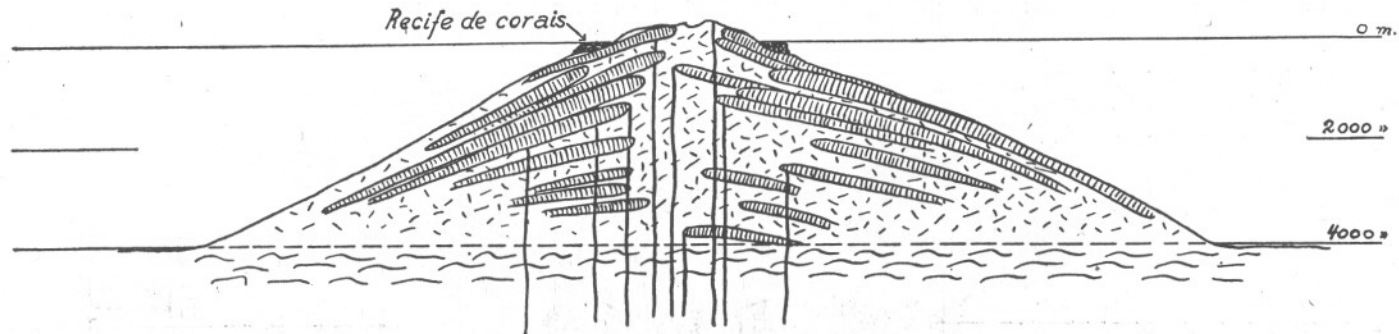


Diagrama 5.—As acumulações vulcânicas ultrapassaram o nível do mar e formaram-se recifes de corais.

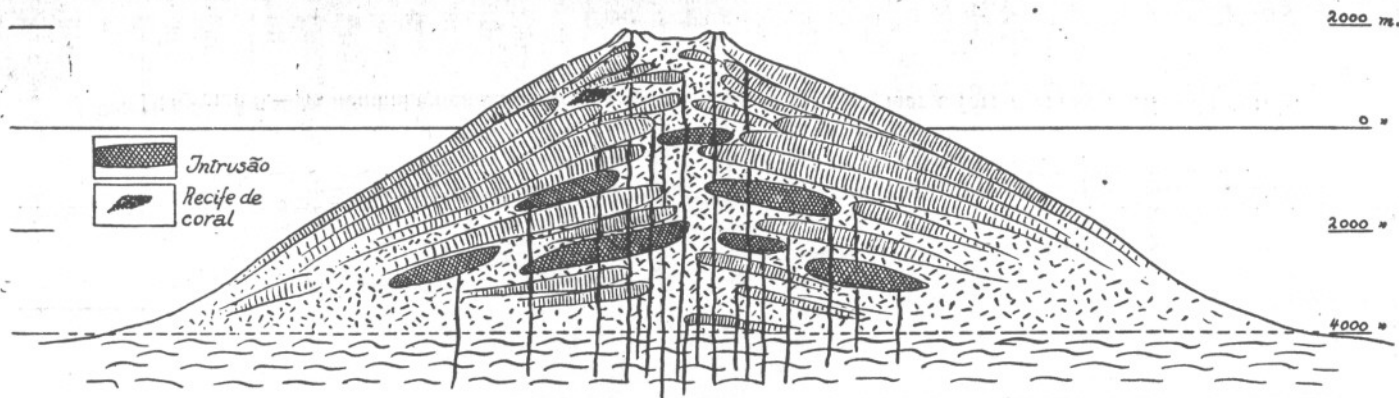


Diagrama 6. - Os recifes de corais foram elevados por intrusões, e, depois de sofrer erosão, foram cobertos por outras erupções. A Madeira já quase atingiu a sua altura máxima.

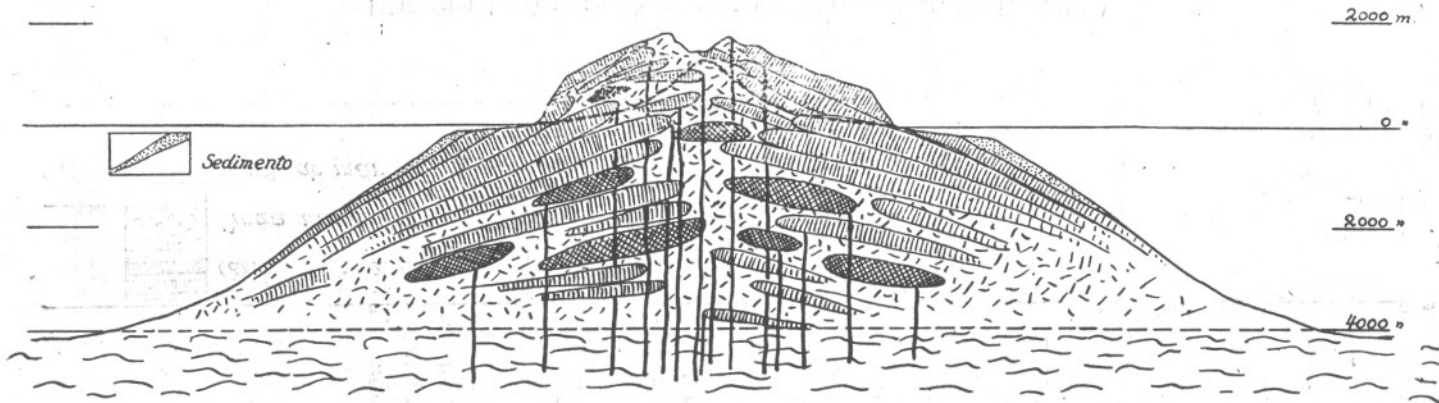


Diagrama 7. - Os vales da Madeira e as escarpas da costa foram formados pela erosão durante um longo período de tempo.

depois se preencheram com areia. Também se formaram nos lugares por onde passaram as águas das chuvas que cimentaram a areia em volta dos paus e raízes. Estes moldes contêm restos de conchas contidas na areia e, em cortes delgados, como nota o Professor Custódio de Moraes, mostram também foraminíferos e algas calcáreas.

f) Não parece que houvesse actividade vulcânica enquanto se estava a dar a erosão dos grandes vales. Mas depois de estes terem chegado à sua maior fundura e quase nos nossos tempos, houve uma nova série de erupções em toda a ilha (Diagrama 8.). Estas erupções, provavelmente, começaram durante a formação dos arenitos calcáreos da Ponta de S. Lourenço e do Porto Santo, e, continuaram até há cerca de 10.000 a 20.000 anos. Os picos da Cruz, de S. Martinho, etc., a oeste do Funchal, e as crateras do Santo da Serra, do Faial, etc. pertencem a esta série, e ainda não mostram sinais muito sensíveis de erosão. É unicamente à beira-mar, que têm sofrido abrasão, como na Ponta da Atalaia, em Nossa Senhora da Piedade, no Penedo do Saco ou na boca dum vale, como, por exemplo, em São Vicente.

As Rochas

Os materiais projectados pelas erupções vulcânicas são fragmentos de lava, tanto no estado líquido como sólido, mas na Madeira ainda não se assinalou rocha, arrancada às paredes do aparelho vulcânico, que pudesse indicar a natureza de que é constituído o fundo do mar por debaixo das acumulações vulcânicas.

Os fragmentos são de lava mais ou menos vesicular ou esponjosa, e os de dimensões acima de 5 cm. são as escórias, chamadas feijoco, entre os quais alguns de determinada estrutura, devida a rotação, formam as bombas vulcânicas, que se encontram nos lados dos vulcões. Acham-se exemplares destas no Pico Ruivo, no Cabeço da Cancela, no Caniçal, etc.. As mais miúdas, de tamanho de nozes, são os "lapilli". Abaixo destes, vêm as cinzas, até se chegar ao simples pó. Os produtos de grão grosso, depois de serem

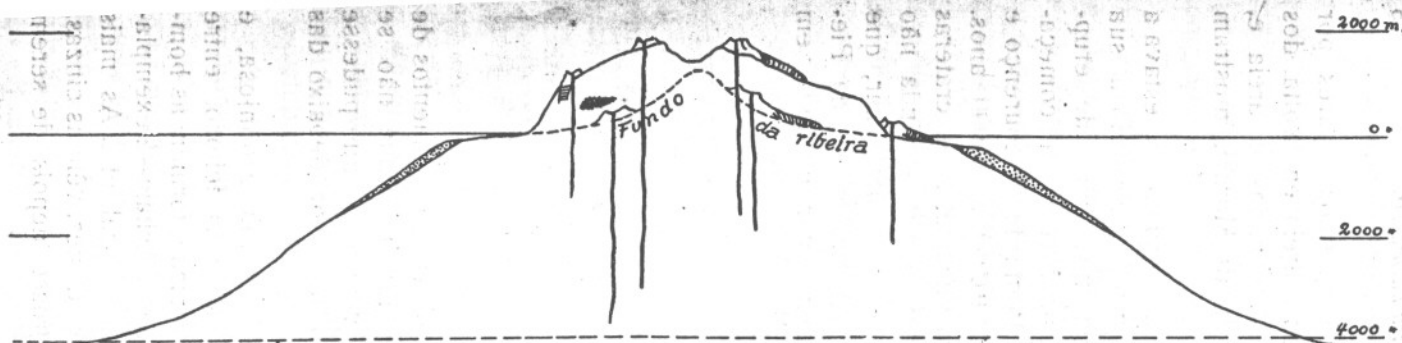


Diagrama 8.—Cones formados por erupções modernas, que se deram quase nos nossos tempos, e depois dos vales atingirem a sua maior profundidade.



Diagrama 9.—A Ponta de São Lourenço durante a formação dos arenitos calcários.



Diagrama 10.—A Ponta de São Lourenço no seu estado actual, depois de longa erosão.

consolidados, são os aglomerados, e os mais finos, os tufos (a nossa “pedra mole” ou “cantaria mole”, de cor amarela, vermelha, e até cinzenta escura, muito empregada em construções).

A composição dos fragmentos é basáltica, na maior parte. Também há a pedra pomes de cor clara, da qual flutuam pequenos exemplares nas levadas etc.. Ainda não temos a certeza, mas parece-nos que a pedra pomes é de composição traquítica. Não se deve confundir o tufo com a tufa, que é pedra calcárea.

É frequente o tufo, logo abaixo duma camada de lava, ser avermelhado, e os antigos geólogos pensavam que era de formação laterítica; como se encontra sempre junto duma lava, é quase certo que a sua cor vermelha é derivada da alteração pneumatolítica que é devida ao vapor quente que saíu da lava.

A lava líquida projectada fica em camadas ou mantos, e, como se observa quer nas escarpas da beira-mar quer nos lados das ribeiras, é geralmente inter-estratificada com camadas de tufo. A face superior dos leitos de lava apresenta-se principalmente em forma de “crosta de pão” escoriácea; também se encontra a superfície cordada ou enrugada. A lava líquida contém muita água em forma de vapor, e, na erupção, é comparável a uma bebida gasosa, logo depois de se abrir a respectiva garrafa — o vapor é libertado, e formam-se bolhas na lava, as quais causam a “crosta de pão”, escoriácea na superfície e vesículas no interior. Devido a sua consistência xaroposa, a orla da lava em movimento não escorrega sobre o terreno, como acontece, por exemplo, com a água, mas a face superior vai passando para baixo como num desenrolamento dum tapete, e forma assim a sola do manto. Por isso acontece que as faces superior e inferior são semelhantes uma à outra. Das escórias da face inferior, acham-se muitos exemplares à vista nos rochedos da beira-mar e nos lados das ribeiras. Notáveis, no Funchal, são as da Estrada da Pontinha e outras na parte leste da Rua João de Deus. A face superior da lava está bem exposta na Rocha da Forja do Gorgulho, onde se encontra a lava cordada.

A corrente de lava, na saída, não teve sempre o mesmo caudal. Há mantos que tiveram origem numa só erupção de lava, mas, entre estes há alguns, cuja lava ao sair decresceu e em seguida aumentou outra vez, e passou por cima da que já se tinha solidificado. Assim, encontram-se mantos com camadas escoriáceas no interior da lava. Ainda quando a erupção foi demorada e de caudal variável, encontram-se camadas escoriáceas inter-estratificadas com lava sólida, mas tudo pertencente à lava da mesma

erupção.

As lavas, depois do arrefecimento, dividem-se por fendas perpendiculares às superfícies de arrefecimento, em colunas e prismas. Isto é geral nas lavas, e há exemplares onde a disjunção em prismas é muito regular, como por exemplo, acima da Capela das Babosas no Monte ou ao lado da Ribeira do Juncal no Porto da Cruz, um pouco acima da Igreja.

Em certos lugares, a fluxão produziu, ao arrefecer, uma orientação paralela dos cristais constituintes da lava, o que causa disjunções também paralelas, na direcção do fluxo. Assim se originam as lajes, que são muito utilizadas na construção de levadas, degraus, etc..

Depois de começada a decomposição do basalto, as colunas e prismas são primeiramente divididos por fendas transversais, e formam blocos que se vão por seu turno decompondo em camadas esferoidais concêntricas, que lembram tonas de cebola. Esta maneira de se desfazer em pedras esferoidais é típica do basalto e aparece em toda a Ilha da Madeira.

Tipos de rocha muito semelhantes a estes encontram-se também na forma intrusiva, constituindo os diques ou filões que atravessam os tufos e lavas em forma de camada vertical. A lava foi injectada de baixo para cima através duma fenda, cuja espessura, na Madeira, raras vezes vai além dum metro. Acontece que duas, três ou mais injecções entraram pela mesma fenda, por esta se ter alargado outras tantas vezes, formando assim um dique múltiplo. A rocha do dique só se mostra escoriácea próximo à saída, na parte superior do dique. Quase sempre o dique tem grão mais miúdo nos lados do que na parte interior. Além disso, as rochas dos diques são menos vesiculares do que as das lavas, e podem ser de grão mais grado e com mais cristais porfíricos. Ao colher amostras, é preciso certificar-se se o pedaço faz parte dum manto, dum dique ou se é uma pedra solta de origem desconhecida.

As rochas da Madeira são classificadas como sendo do tipo alcalino (sódico) atlântico.

As das lavas e dos diques são:—

Traquites

rochas claras

Traquibasaltos

rochas cinzentas, cantaria rija
(Câmara de Lobos)

Basaltos

rochas escuras

no Porto da Cruz as de intrusão são:—

Diábase

rocha de grão grado

Na falta de análises à mão, indico aproximadamente as percentagens de composição das seguintes rochas:—

		Traquite	Basalto e Diábase
Silica	Si O ₂	65 - 52	45 - 42
Alumina	Al ₂ O ₃	15	16
Óxido férrico	Fe ₂ O ₃	3	4
Oxido ferroso	Fe O	5	10
Magnésia	Mg O	2	8
Óxido de cálcio	Ca O	2	8
Soda	Na ₂ O	6	4
Potassa	K ₂ O	2	2

Como se vê no basalto e na diábase, que são rochas mais básicas, há mais ferro, magnésio e cálcio. Os componentes que as análises acima mostram são os constituintes dos minerais das rochas.

Os minerais principais da diábase e dos basaltos são a plagioclase ou feldespato cálcico, a augite e a olivina, e além destes, em menor quantidade, o óxido de ferro, a apatite, etc.. A família da diábase alcalina-sódica é caracterizada por conter também uma proporção de feldespatóides, tais como sodalite, analcima ou nefelina, e feldespato ortoclásico ou plagioclásico-sódico, como, por exemplo, a oligoclase. Notaram pequenas proporções dos feldespatos chamados ortoclase e oligoclase e também analcima, sodalite ou nefelina na rocha diabásica encontrada na Ribeira das Voltas e na Ribeira do Massapez em Porto da Cruz. O geólogo alemão Gagel deu o nome de "essexite" a estas rochas. Este nome pertence à rocha, da mesma família, do condado de Essex nos Estados Unidos, de onde provém o tipo, e que é caracterizada por fenocristais de titanaugite bem visíveis, a qual também se encontra na Escóssia. Não se encontrou nada que se lhe assemelhasse no Porto da Cruz, e, por isso, não aplicámos este nome às rochas dessa localidade. Na realidade, as diábases do Porto da Cruz aproximam-se ao quilito da família do texenito. Nem todos os petrógrafos concordam com os alemães em usar o nome de essexite no sentido mais lato.

A diábase foi assinalada, em pedras soltas, na foz da Ribeira dos Socorridos, e diz-se também que foi encontrada numa pedra solta na Ribeira de Santa Luzia no Monte, mas é possível que esta pedra tenha caído do lado de S. Roque. Porisso é melhor não tomar em consideração estes achados até termos a certeza da proveniência deles.

Encontram-se também na Ribeira do Massapez, no Porto da Cruz, ligado com a diábase, uma rocha verde escura, de grão grosso (macrocrista-

lino), à qual Gagel deu o nome de Madeirito. É constituída, principalmente, por augite preta e olivina esverdeada, e representa um termo mais básico do que a diábase, ficando entre ela e os peridotitos. O professor Custódio de Morais diz que o Madeirito não apresenta a textura ofítica da diábase, mas que se deve considerá-lo um fácies marginal da mesma intrusão.

As rochas mais abundantes, nas ilhas do Arquipélago da Madeira, são os basaltos, que, como já dissemos, têm a mesma composição das diábases, mas que, devido ao arrefecimento mais rápido, têm grão fino, algumas vezes com fenocristais visíveis de olivina ou de augite, ou de ambos.

A cantaria rija, rocha porosa cinzenta, muito usada nos edifícios do Funchal é extraída na Pedreira da Palmeira em Câmara de Lobos e, antigamente, no fundo das escarpas do Cabo Girão, e provém de mantos de traquibasalto. Esta rocha é feldespática, com uma maior percentagem de plagioclase, incluindo labradorite ou andesina, e alguma albite com ortoclase. Há ainda uma importante proporção de minerais ferro-magnésicos, como a augite, e há também magnetite, que é um óxido de ferro.

O Professor Custódio de Morais dá, para uma rocha deste género, do Pico Branco do Porto Santo, as seguintes percentagens: feldespatos, 70, augite, 20 e magnetite, 10.

A traquite é rocha cinzenta clara, bem conhecida pelo manto dos arredores do Porto da Cruz, e pelos filões e massas intrusivas com disjunção colunar, que se encontram, no Porto Santo, no Pico da Ana Ferreira, na encosta das Eiras, no Pico do Castelo, no Lombo da Portela e no Pico Branco. Nalguns edificios antigos na Madeira, vê-se cantaria deste género de rocha que, com certeza, veio do Porto Santo, e, que, possivelmente, foi extraída no Lombo da Portela. A rocha do manto do Porto Santo tem grão mais grosso, estando os cristais à vista. A maior parte destas rochas é constituída por feldespatos plagioclásicos que pertencem as variedades que vão desde a oligoclase até a albite. Além disto, tem, segundo as percentagens dadas pelo Professor Custódio de Morais, 10% de augite, 5% de analcima ou outro feldespatóide e 5% de magnetite.

As Terras

As terras da Madeira foram produzidas pela decomposição das rochas, e estas são, na maior parte, tufo e lavas vulcánicas. Quase sempre, nas inclinações que formam a maior parte da ilha, há uma camada de terra e pedra solta que se deslocou de cima para baixo, e à qual se pode dar o nome de "terra arrastada". Nos fundos das ribeiras e à beira-mar, encon-

tram-se os materiais resultantes de quebradas, que também se aproximam, na sua composição, da "terra arrastada". Em muitos lugares as terras são produzidas por estas "terras arrastadas" e não pelas rochas sub-postas, que, assim, não se ligam com as terras sobrepostas.

Há três zonas de decomposição:—

a) Do nível do mar até 400 metros. Nesta zona, no Porto Santo, e também na Ponta de S. Lourenço, na Madeira, parece que a maresia, trazida pelo vento, influi na decomposição da rocha e produz o salão. O basalto, exposto ao ar livre, desfaz-se menos depressa do que aquele que fica por debaixo da terra, que conserva a humidade.

b) De 400 metros até 1000 metros, é a zona da humidade das nuvens, onde se encontram os basaltos alterados em salão vermelho, até a fundura de 4 a 6 metros, ou ainda mais. Faz lembrar a alteração laterítica que se encontra em climas quentes húmidos, mas onde também há estações secas.

c) De 1000 metros para cima, as rochas mostram que há outros agentes que produzem uma decomposição funda. O ferro é dissolvido, tornando-se a rocha clara, com a aparência de traquites. Parece que alguns geólogos se enganaram por causa disso. Outro carácter distintivo é a dissolução da massa, e assim torna-se a superfície da rocha pontuada com cristais ferruginosos de olivina, porque estes são insolúveis. A dissolução também põe em evidência a estrutura paralela da rocha que tem componentes orientados na mesma direcção. É provável que a pequena proporção de feldespatóides, como analcima etc. é a parte mais solúvel. É curioso que estes resultados da dissolução não aparecem nas rochas expostas das zonas mais baixas, onde a temperatura é mais alta.

As terras conhecidas pelos agricultores são:

o salão
o massapez
a pedra mole
a poeira

O salão é o basalto decomposto, ainda com sinais das fendas e outros caracteres da rocha madre.

O massapez é uma terra vermelha argilosa, derivada do salão depois da acção vegetativa, e tem as estruturas apagadas. Esta terra também pode ser derivada do tufo.

Como sabemos, o basalto, que é a origem da maior parte destas terras, contém uma importante percentagem de ferro, que dá a cor vermelha à terra e também o seu carácter ácido. O basalto contém também cálcio, e tanto assim é que as cascas dos ovos das aves que habitam na Madeira não mostram falta deste elemento, nem o fazem as cascas dos caracóis nem tampouco aparece falta de cálcio nos ossos dos animais bravos.

O adicionamento de cal às terras, para neutralizar a sua acidez, muitas vezes é vantajoso para várias plantações que necessitam terras menos ácidas, ou inteiramente neutras.

A cal vulgarmente usada para esse fim é cal apagada, mas a areia do Porto Santo, que é composta de caracóis triturados, deve também servir para esse efeito.

A pedra mole e a poeira são terras mais velhas, que durante um período mais longo tiveram vegetação e contêm mais húmus. A cor é escura. São as terras cultivadas nas proximidades do Funchal e noutros sítios baixos. O que é de importância é a maneira como a terra absorve a água de rega. A maior parte das terras tem percentagens de argila, o que faz que a água passe superficialmente e entre nos regos sem se perder por absorção demasiadamente rápida. Nas terras, chamadas poeira, a água é absorvida imediatamente e, assim, não se desloca à superfície. Nestas terras as regas costumam fazer-se por meio de colheres de pau com as quais se espalha a água sobre as plantas.

BIBLIOGRAFIA

J. Custódio de Moraes:

Os Arquipélagos da Madeira e Selvagens. Boletim da Sociedade Geológica de Portugal, Vol. VII, fasc. I-II, 1948.

Memórias e Notícias do Museu Mineralógico e Geológico de Coimbra:

No. 11. Selvagens, 1940.

No. 12. Porto Santo, 1943.

No. 15. Madeira, 1945.

São obras importantes e muito bem ilustradas, incluindo fotografias aéreas. Tratam principalmente da petrografia e dão uma bibliografia ampla.

C. Gagel:

Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft de Berlim, 1912-1914.

L. Finckh:

Op. cit., 1913.

A petrografia está muito bem tratada por estes últimos dois autores.

C. Lyell:

Principles of Geology, Elements of Geology, etc..

G. Hartung:

Geologische Beschreibung der Inseln Madeira und Porto Santo, 1864.

A geologia pròpriamente dita foi descrita pelos dois últimos autores.

James Yate Johnson:

Handbook for Madeira, 1885.

Esta obra contém a melhor descrição da geologia da Madeira feita até o presente. O autor ampliou as observações de Lyell e Hartung com as que fez durante um longo período de estudo da natureza na Madeira.

R E S U M E

Some recent descriptions have been essentially petrographical, with little account of the relationships and modes of occurrence of the types described.

In our account we present maps and sections showing the positions and stages in the formation of Madeira. The continental drift theory of Wegener as well as the knowledge that oceans are underlain by heavy rocks have put out of court the ideas of the sunken continent of Atlantis. Madeira is one of a series of volcanic groups occurring on the E side of the Atlantic, including some, coming up from depths of over 4000 m., which have not appeared at the surface.

Beds of coral limestone formed in the warm ocean of Helvetian times occur, but the eruptions which built up the volcanic pile to reach the surface from a depth of 4000 m., must have begun a good deal earlier, perhaps even during Eocene times. After its formation along the shores, the limestones were uplifted to various heights, 578 m. at the Mina da Cal of S. Vicente, 60 m. at the Ilheu da Cal at Porto Santo, where it is also found at 300 m. at P. de Juliana, and at sea level at Calheta at the W. end of the beach. Clearly the uplift to these various heights was due to a local agent and not to some general movement of the ocean on its floor. In view of the presence of intrusive rock, such as the diabase at porto da Cruz, it is pos-

sible that the change of level was due to its entry and we may suppose that more entered in one place than in another. The presence of such intrusive rock is quite a normal feature among volcanic series.

As a consequence of the uplift, a large proportion of the limestone was removed by erosion, and what remained was covered by a later series of eruptions which built up the island to its greatest height of nearly 2000m. The island was covered with vegetation, and fossil remains occur in various places in the volcanic ashes, even in old soils, and among the occurrences are those of the St. Jorge valley, the Porto da Cruz landing place and the recent find of pieces of yew tree in an ash bed near the Encumiada de S. Vicente. The island then presented the appearance of a long hog's back dotted with small volcanic cones marking the sources of the lavas and ashes. It is in this pile of volcanic lavas and ashes in which the agents of erosion, principally rain, acting through a long period, have carved the great valleys such as the Curral das Freiras, Serra de Água etc. The basin-like form of these valleys, especially those mentioned, is certainly influenced by the preponderance of more easily eroded fragmental volcanic material along the central line where the eruptions occurred, while the relatively narrow valleys leading to the coast are carved in the lavas which had flowed out from these centres. Even lately, investigators have suggested that these great valleys are not entirely due to erosion but were originally craters. Were this the case, there should be evidence of the throat of the crater in some great mass of rock rising from its floor. The rims of the craters should be of ash or fragmental material but, instead, the crests of these great valleys are of beds of lava which were poured out from sources at still higher levels. While the rain was carving the valleys, the sea was at work forming the cliffs along the coast.

At a relatively recent stage in the Island's history, sand, largely formed from comminuted marine shells, was blown up from the north coasts at S. Lourenço and Porto Santo, forming layers containing fossil land shells, and in which were produced root and branch shaped concretions moulded on existing vegetation.

Perhaps almost contemporaneously with this sand-formation a series of volcanic eruptions occurred in all parts of the island, the results of which, in cones and flows, are almost untouched by erosion, as the cones West of Funchal. Only where the new eruptions are associated with the mouths of ravines or with sea cliffs, in places where erosive action is intense, have changes occurred.

The rock types include the intrusive diabase, and also basalt, trachydolerite and trachyte, occurring in the form of flows, dykes and minor intrusions. Tuffs and volcanic ashes, usually of basaltic character and interbedded among the lavas, are important constituents. There is a little pumice, probably trachytic in composition.

There are three zones of weathering. The rocks in the lowest zone, below about 400 m., usually do not show deep weathering. From 400 m. to 1000 m. is a zone of great humidity, where alteration penetrates to depths of 4 or 6 metres, and only traces of the jointing remain to indicate that the red clayey "salão" was originally basalt. The basalt exposed above 1000 m. is affected by solution, which leaves crystals of olivine standing out on the surface and results in the display of the flow structure.

The soils are derived from the weathering of the rock, mainly basalt, which forms, to begin with, the argillaceous "massapez". The older soils "pedra mole" and "poeira" contain larger proportions of humus and are sometimes quite dark. They also contain less clay.