

Sala 5

Gab. -

Est. 56

Tab. 19

N.º 4

Sala 5  
Gab. -  
Est. 56  
Tab. 19  
N.º 4



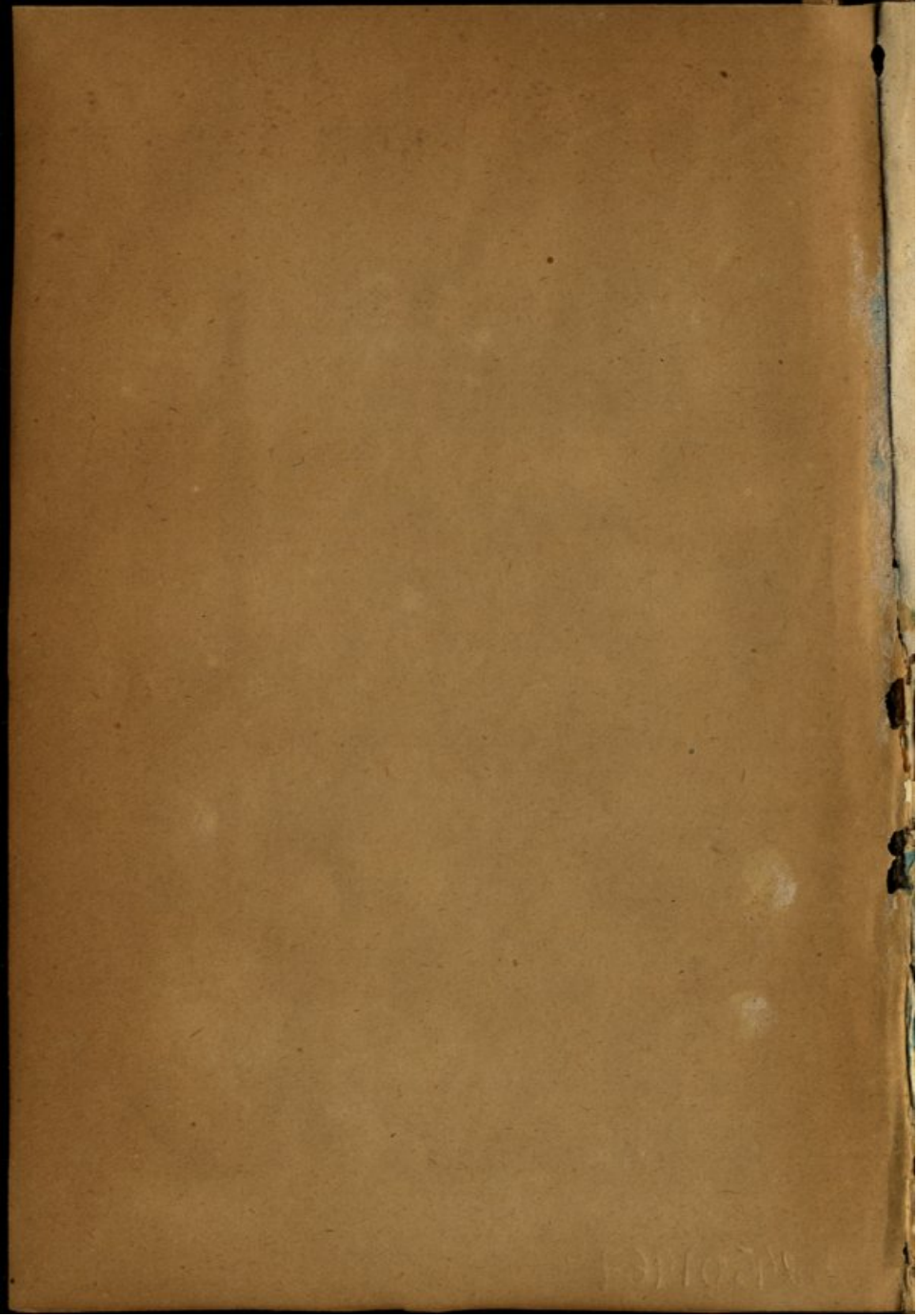
UNIVERSIDADE DE COIMBRA  
Biblioteca Geral



1301500628

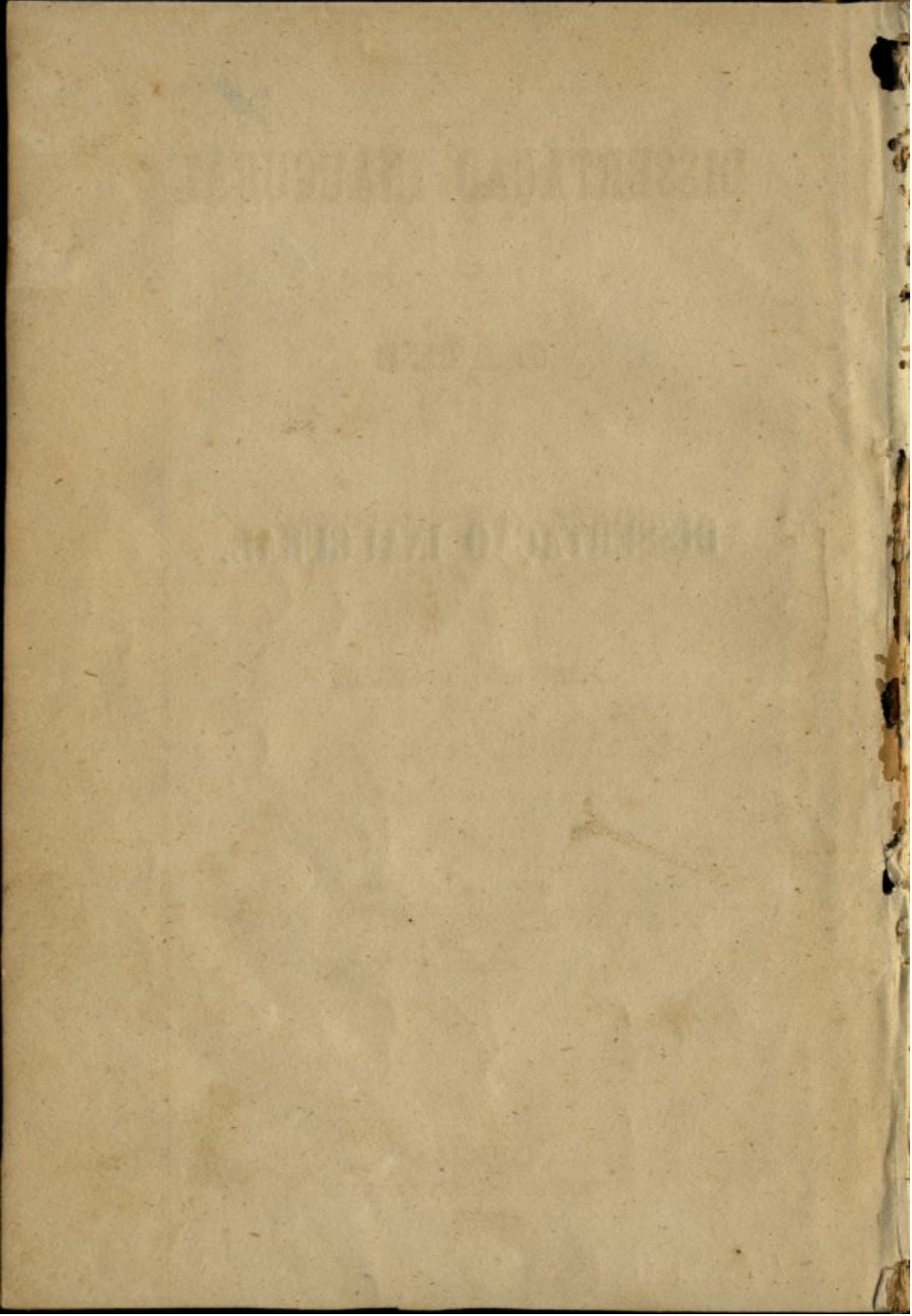


624501967



✓

DISSERTAÇÃO INAUGURAL.



# DISSERTAÇÃO INAUGURAL

PARA

○ ΔΓΤΟ

DE

CONCLUSÕES MAGNAS

DE

ALBINO AUGUSTO GIRALDES.



COIMBRA  
IMPRESA DA UNIVERSIDADE  
1859.

DISSERTATION INVEIGUAL

© 1870

CONCEPTS IN PHYSICS

BY JAMES H. CLARKE



PRINTED BY  
CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS  
1870



**ARGUMENTO:**

**Constituição physica da atmosphaera.**

**Dado em Congregação da Faculdade de Philosophia  
de 2 de Dezembro de 1858.**

ABSTRACT

Constitution physique de l'atmosphère.

Donné au Congrès de l'Association de Philosophie  
de 1 de Décembre de 1888.

## DISSERTAÇÃO INAUGURAL.

---

### CONSTITUIÇÃO PHYSICA DA ATMOSPHERA.

L'air est, pour les peuples, le vehicule du langage, des idées, des relations sociales.

Si le globe terrestre était dépourvu d'atmosphère, ce ne serait qu'un désert où regnerait le silence.

A. DE HUMBOLDT — *Cosmos*.

Á camada continua e gazosa, que, por todos os lados, envolve o globo, deu-se o nome de atmospherá, isto é, espherá de vapores — segundo a etymologia da palavra, que deriva das duas gregas *αθμός*, vapor, e *σφαίρα*, espherá. O fluido que a compõe é o ar atmospherico, vasto laboratorio em que a natureza opera, sem cessar, os mais notaveis e variados phenomenos. É o ar que fórma a abobada celeste, em cujo fundo azulado, como 'num campo

de saphyra, vemos, de noite, scintillar os astros. É 'neste oceano de gaz que se condensam as aguas, que sobem constantemente em vapor da superficie da terra e dos mares, e que vão precipitar-se depois na vertente das montanhas, aonde dão origem aos rios e ás torrentes.

O ar transporta a distancias prodigiosas o pó fecundante das plantas, as sementes, e os ovos dos animaes. O ar, com razão chamado pelos antigos *pabulum vitae*, alimenta a vegetação, e contém o primeiro elemento da vida animal. O ar, em fim, é o vehiculo do som, e, por consequencia, como diz Humboldt, da linguagem, das idéas, das relações sociaes entre os povos.

C'est là, dans l'éternel et grand laboratoire,  
Que, sans cesse essayant mille combinaisons,  
Récipient commun de tant d'exhalaisons,  
La nature distille, et dissout, et mélange,  
Décompose, construit, fond, désordonne, arrange,  
Ces innombrables corps l'un sûr l'autre porté.

.....  
Des trois règnes divers enlève la substance,  
Les oeufs de l'animal et la graine des fruits,  
Et leur premier principe et leurs derniers produits,  
Et la vie, et la mort, et les feux et les ondes,  
Et dans ce grand chaos récompose les mondes.

O estudo do ar atmospherico é pois dos mais interessantes de que póde encarregar-se a philosophia natural, já considerando-o como parte integrante do globo, já em

relação aos variados phenomenos, que 'nelle se operam, e são do dominio da meteorologia, já, em fim, pela influencia que exerce sobre todos os sêres organizados, cuja existencia está dependente das condições da atmosphera.

Pelas suas propriedades chimicas e physicas, o estudo do ar importa egualmente á hygiene, á agricultura, á pathologia, á navegação, e á mechanica industrial: conviria pois estudar umas e outras, se tivessemos de tractar do ar atmospherico sob todos os seus differentes aspectos; mas tendo por unico objecto a constituição physica da atmosphera, a qual depende das leis da statica dos fluidos e das propriedades physicas do ar, só diremos sobre a composição d'este quanto fôr bastante para determinar a sua constituição physica.

A composição da atmosphera deve ter experimentado notaveis alterações nas differentes epochas geologicas, se attendermos á successiva diminuição da temperatura do globo, comprovada por muitos factos, e que deve ter reduzido consideravelmente o numero dos corpos gazosos. Desde os tempos historicos porém, a composição do ar não tem variado, pelo menos sensivelmente.

Por muito tempo o ar atmospherico foi considerado um dos quatro elementos, de que os antigos philosophos, desde Aristoteles, julgavam constituidos todos os corpos da natureza; mas este modo de vêr foi unicamente devido á falta d'observações rigorosas, e carencia de meios analyticos, que a sciencia hoje possui.

O primeiro facto, que bem depressa levou os philosophos á importante descoberta da composição do ar atmosphérico, foi o augmento de pêsos que os metaes recebem, pela sua calcinação em presença d'este corpo.

Já no seculo IX um chimico arabe indicara que o augmento de pêsos, que o chumbo e o estanho adquiriam no acto da calcinação, era devido á fixação d'um principio aereo, quando o celebre João Rey, medico de Brugue, publicou em 1630 as suas notaveis experiencias, para demonstrar e generalisar esta proposição. Apesar d'isto porém, só no fim do seculo passado se conheceu a verdadeira composição do ar, pelos trabalhos importantes dos philosophos d'aquelle tempo, e principalmente pelas experiencias do chimico sueco Scheele, e do grande Lavoisier.

Este illustre sabio, creador da chimica moderna, aquecendo um pouco de mercurio a uma temperatura muito elevada, 'num balão de vidro, que communicava com um recipiente graduado cheio d'ar, e collocado sobre uma tina que igualmente continha mercurio, observou, ao cabo de doze dias que durou esta memoravel experiencia, que uma parte do ar contido no aparelho havia desaparecido, formando-se ao mesmo tempo um grande numero de pelliculas vermelhas, que fluctuavam no metal. Verificou depois que o ar, que não fôra absorvido pelo mercurio, era irrespiravel e improprio para a combustão: era o azote. Em quanto ás pelliculas rubras, fortemente aquecidas 'numa retorta de vidro, deram mercurio me-

tallico, e um gaz que, segundo a expressão de Lavoisier, era muito mais proprio do que o ar atmospherico para alimentar a combustão, e a respiração dos animaes: este gaz era o oxigeneo. «Reflectindo, diz o illustre chimico, nas circumstancias d'esta experiencia, vê-se que o mercurio, calcinando-se, absorve a parte salubre e respiravel do ar; que a porção d'ar que fica é uma especie de *moffette* incapaz de sustentar a combustão e a respiração: o ar atmospherico pois é composto de dois fluidos elasticos de natureza differente, e por assim dizer opposta.» (Tractado Elementar de Chimica).

Esta experiencia, que serviu de fundamento á chimica moderna, e que nos iniciou nos meios que hoje possuímos para investigar a composição do ar, não é comtudo a mais facil e adequada para isso: o mercurio não absorve nunca todo o oxigeneo, e assim as proporções em que entra este elemento, não podem ser rigorosamente determinadas por este processo, nem pelo de Scheele, segundo o qual a absorpção do oxigeneo se obtinha pelos sulfuretos alkalinos. Methodos muito mais perfeitos nos levam hoje á determinação exacta da quantidade d'oxigeneo e azote contidos no ar, e ainda ao reconhecimento da existencia e proporções dos outros elementos, que com estes constituem o ar atmospherico.

Tres methodos são geralmente empregados para determinar as quantidades relativas d'oxigeneo e azote: o primeiro consiste em absorver o oxigeneo por meio de qualquer corpo desoxidante, e particularmente do phos-

phoro; o segundo, em fazer detonar 'num eudiometro uma mistura d'ar e d'hydrogeneo em excesso; pelo terceiro, empregado por MM. Dumas e Boussingault, faz-se passar uma corrente d'ar sêcco, e livre d'acido carbonico, sobre aparas de cobre, aquecidas á temperatura rubra 'num tubo de porcellana.

Por estes differentes methodos d'analyse, cuja descripção fôra deslocada 'neste lugar, sabemos que o ar atmosphérico é composto, em volumes, de 20,81 d'oxigeneo e 79,19 d'azote, e, em pêsos, de 2,300 do primeiro e 7,700 do segundo.

Estas proporções d'azote e oxigeneo, que constituem a atmospherica, não variam, pelo menos sensivelmente. «Todas as analyses, diz o Sr. Julio Pimentel, feitas pelos methodos mais rigorosos, ha cincoenta annos a esta parte, sobre o ar de differentes alturas, desde o nivel do mar até 4:000 metros acima d'este nivel, desde os climas mais frios até aos mais ardentes, não têm apresentado variação sensível nas quantidades relativas d'estes gazes, apesar das causas permanentes d'alteração, que actuam constantemente, e tendem a fazer diminuir a quantidade do oxigeneo — como são as combustões, a respiração dos animaes, e as oxidações d'outra ordem, que todas se fazem á custa do oxigeneo do ar.»

Esta ultima circumstancia tem dado lugar ao receio de que, ao cabo de muitos seculos, o ar se torne improprio á vida do homem e das especies actuaes, por falta d'oxigeneo. A discussão d'este ponto, por muito importante que



seja, é completamente alhêa ao nosso plano, e, por isso diremos só, com o habil chimico que acabamos de citar, que parece haver uma justa compensação, sendo principalmente os vegetaes que, decompondo o acido carbonico, restituem ao ar o oxigeneo, que os animaes e os combustiveis constantemente lhe estão roubando.

Além do azote e oxigeneo, que essencialmente formam o ar, outros corpos existem na atmospheria, já constante, já accidentalmente: no primeiro caso está o acido carbonico, e a agua no estado de vapor; no segundo, todos os corpos que se volatilizam á superficie da terra, e ainda os solidos, que, em estado de grande divisão, se elevam e andam snspensos no ar, em virtude da sua pouca densidade, e dos movimentos agitados d'este meio. A diminuta quantidade d'alguns corpos que fluctuam na atmospheria, e talvez a sua natureza particular, tem obstado a que as analyses possam demonstrar a sua existencia, e menos ainda a sua composição e proporções; comtudo, não podemos duvidar que existem no ar, já pelo seu cheiro e outras propriedades, já pelos perniciosos effeitos, que produzem sobre os sêres organizados.

A existencia constante do acido carbonico na atmospheria é facil de comprovar: basta para isso expôr á acção do ar a agua de cal ou de baryta; o carbonato d'estas bases, que apparece em fórma de pellicula na superficie do liquido, e que não pôde provir senão da combinação do acido carbonico do ar, demonstra com effeito a existencia d'este corpo. Segundo as melhores analyses,

o ar contém, nas circumstancias ordinarias, de trez a seis decimas millesimas de acido carbonico.

São numerosas as fontes que o produzem: a respiração dos animaes, os focos de combustão, geralmente alimentados pelo carvão ou por materias que o contêm abundantemente, as emanações dos volcões em actividade e das fendas dos terrenos de natureza volcanica, a decomposição das materias organicas, e outras causas em fim, tendem constantemente a augmentar a quantidade do acido carbonico da atmospherá. Por outra parte causas não menos poderosas subtráem este corpo ao ar, ou o destroem reduzindo-o aos seus elementos. Assim, as chuvas, atravessando o ar, dissolvem o acido carbonico e o levam ao seio das terras, onde elle se fixa nas bases que alli encontra, dando assim origem a novos terrenos, ou é absorvido pelas raizes das plantas, que o consomem na sua nutrição. Em fim, os vegetaes, pela influencia mysteriosa dos raios solares, decompõem o acido carbonico, fixando o carbono na materia verde das folhas, e exhalando o oxigenéo, que volta á atmospherá. Vê-se pois que, segundo predominar uma ou outra d'estas circumstancias, 'numa dada occasião ou lugar, assim o acido carbonico do ar existirá ahi, dentro de certos limites, em quantidade mais ou menos abundante, como, pelas analyses, tem sido plenamente verificado. Esta quantidade porém, parece ter diminuido consideravelmente depois das primeiras epochas do globo; a vegetação gigantesca d'essas epochas, sepultada hoje nas for-

mações posteriores, sem dúvida exigiria uma quantidade d'acido carbonico muito superior áquella, que actualmente existe na atmosphera.

Dissemos que no ar existe sempre uma quantidade de agua no estado de vapor invisivel, que orça, d'ordinario, por seis a nove millesimas, mas que varia consideravelmente conforme as circumstancias. Com effeito, as variações de temperatura, as correntes do ar, e outros phenomenos meteoricos, alteram constantemente as proporções do vapor aquoso. A sua existencia porém, no seio da atmosphera, é facil de verificar: basta expôr ao ar um corpo frio, como, por exemplo, um copo cheio de neve, para vermos bem depressa as suas paredes exteriores cobertas d'orvalho, que não é outra cousa mais que o vapor condensado pelo arrefecimento. Todos os dias observamos que a agua dos tanques, ou de quaesquer outros vasos, expostos ao ar livre, diminue pouco a pouco, até que desaparece completamente: isto nos leva a crer que da superficie dos lagos, dos rios, e dos mares, estão constantemente subindo vapores aquosos, que se diffundem pela atmosphera, que, por isso, nunca poderá estar completamente sêcca.

Podemos determinar com muita exactidão a quantidade de vapor aquoso existente 'num certo volume d'ar. Para isso introduz-se 'numa serie de tubos, communicando com um aspirador cheio d'agua ou d'outro liquido, uma substancia que tenha grande afinidade para o vapor d'agua, como, por exemplo, o chlorreto de calcio.

Despejando lentamente o aspirador, em virtude da pressão atmospherica, entra 'nelle o ar, e, atravessando os tubos, deixa no chlororeto todo o vapor que continha. Pelo augmento de pêso dos tubos conheceremos a quantidade de vapor, que existe 'num volume d'ar egual á capacidade do aspirador.

Resumindo pois, vê-se que as quantidades d'acido carbonico e vapor aquoso, que se encontram na atmospherica, estão sujeitas a sensíveis variações, — o que tem dado logar a considerar-se o ar como constituído essencialmente pelos dois gazes oxigeno e azote, cujas proporções, como vimos, não variam sensivelmente; e alguns por isso, consideram um verdadeiro composto — um oxido d'azote. Esta opinião porém, é hoje inadmissivel pelas seguintes razões:

«1.º Por que as quantidades do oxigeno e do azote, determinadas pelas mais rigorosas analyses, não estão na razão dos equivalentes dos mesmos corpos, o que seria excepção unica da lei das combinações.

2.º Por que a agua, dissolvendo o ar, não o dissolve como se fôra uma combinação chimica, isto é, sem lhe alterar as proporções dos seus elementos, mas dissolve os dois gazes como se elles estivessem separados, isto é, na razão da força dissolvente que tem para cada um d'elles.

3.º Por que, segundo as observações de Mr. Dulong, o poder refractivo do ar, é exactamente egual á somma dos poderes refractivos dos dois gazes que o constituem, o que não acontece em combinação alguma.

4.º Finalmente porque, misturando o azote e oxigeno, nas mesmas proporções em que os achamos na atmosphera, formamos immediatamente um producto em tudo semelhante ao ar que a constitue, sem que a sua producção seja acompanhada d'elevação de temperatura, manifestação d'electricidade, ou outra qualquer das circumstancias, que acompanham sempre o exercicio da afinidade.»

(Sr. Pimentel — Lições de Chimica geral).

Como as differentes propriedades d'um corpo dependem da sua natureza, indicámos por isso a composição chimica do ar, visto como das propriedades d'este fluido derivam as condições da atmosphera, cuja constituição physica temos por objecto determinar. Sendo pois o ar, como acabamos de vêr, uma mistura de oxigeno e d'azote, dois gazes permanentes, as suas propriedades geraes devem ser, com pequena differença, as d'estes dois fluidos. Assim, o ar é um gaz permanente, insipido, inodoro, e incolor, quando se observa em pequenas massas, mas azul celeste, quando se olha através d'uma camada consideravel. A temperatura zero, e sob a pressão de  $0^m,76$ , é 770 vezes menos denso do que a agua: a sua densidade é representada pela unidade para servir de medida á dos outros gazes e vapores. Em fim, o ar é máu conductor do calorico e da electricidade, e goza d'outras muitas propriedades, em cujo exame nos não demoraremos, visto como em particular temos d'occupar-nos das que mais directamente influem na constituição atmospherica. Assim, em primeiro lugar, tractaremos do pêso do ar, de que depende a pres-

são da atmosphera, um dos elementos da sua constituição physica.

Ninguém hoje põe em dúvida que o ar é um corpo, como todos os demais, e, por consequencia, sobre cujas moléculas actua constantemente a força da gravidade.

A sua existencia material manifesta-se por mil maneiras: é o ar que agita os ramos das arvores, faz mover as azas dos moinhos de vento, enfuna as vellas dos navios, em fim, põe em movimento uma infinidade de machinas pelo choque mechanico das suas moléculas.

Já muitos philosophos da antiguidade admittiam, como um facto, a materialidade do ar; por onde a escola de Epicuro comparava o effeito dos ventos ao da agua em movimento, e considerava os elementos do ar como corpos invisiveis, chamados por Lucrecio *corpora caeca*. Todavia, admittia-se geralmente que o ar não era pesado, em quanto reinou a philosophia d'Aristoteles. É certo que este philosopho foi o primeiro que suspeitou a ponderabilidade do ar; mas, não confirmando as suas experiencias esta previsão, concluiu que o ar não era pesado. Só d'este modo pôde o celebre philosopho dar a razão, por que um ôdre vasio pesava tanto como cheio d'ar.

O contrario porém, d'uma experiencia pouco differente, concluiu Otto de Guéricke, o famoso inventor da machica pneumática. Este physico reconheceu e provou plenamente o pêso do ar. Pesando 'numa balança um balão de vidro da capacidade de 30 decímetros cubicos pouco mais ou menos, depois de lhe ter extrahido o ar por meio

da sua machina, e tornando a pesar o mesmo balão cheio d'ar, achou uma differença nos pêsos, que evidentemente corresponde ao pêsos do ar contido no balão. Esta experiencia, que tantas vezes se tem repetido depois nos cursos de physica, é simples, e é concludente; — e se Aristoteles não chegou ao mesmo resultado, é porque não attendeu á differença de volume que apresenta um ôdre, vasio ou cheio d'ar.

Sabemos, com effeito, pelo principio d'Archymedes, que um corpo mergulhado 'num fluido, perde em pêsos uma quantidade igual ao pêsos do fluido por elle deslocado. Assim, o ôdre empregado por Aristoteles pesava realmente mais cheio d'ar do que vasio, mas como ao mesmo tempo perdia o peso equivalente ao do ar deslocado, sensivelmente igual ao do ar interior, o equilibrio devia conservar-se. Não acontece porém o mesmo na experiencia d'Otto de Guéricke. Não variando a capacidade do balão, quer esteja vasio quer cheio, e perdendo conseguintemente igual pêsos em ambos os casos, a differença que a experiencia dá, demonstra o pêsos do ar.

Ainda que menos directamente, já antes d'Otto de Guéricke, Torricelli havia chegado á mesma conclusão. Tomando um tubo de vidro d'um metro de comprimento, e fechado por uma das extremidades, e enchendo-o de mercurio, mergulhou-o depois pela extremidade aberta 'num vaso, que continha o mesmo metal: immediatamente viu a columna liquida descer no tubo, deixando um espaço vasio na parte superior, e, depois d'algumas oscillações,

ficar suspensa em equilibrio na altura pouco mais ou menos de 0<sup>m</sup>,76. D'esta simples experiencia concluiu Torricelli o peso do ar, e por isso deu ao aparelho que empregou o nome de barometro —do grego βαρος, peso, e μετρον, medida.

Com esta conclusão está em harmonia a lei d'equilibrio dos liquidos em vasos communicantes, que experimentalmente se demonstra da maneira seguinte. Supponhamos um tubo recurvado em fórma de U:—se lançarmos agua por um dos ramos, esta subirá no outro, até ficar á mesma altura em ambos. O mesmo acontecerá sempre, qualquer que seja o liquido que se empregue, e o diametro relativo dos tubos. Mas se lançarmos primeiramente mercurio por um dos ramos, e depois agua pelo outro, veremos que a superficie do mercurio fica mais abaixo 'neste do que no primeiro. Se prolongarmos o plano horisontal de separação dos dois liquidos, e medirmos a elevação da columna mercurial acima d'este plano, achal-a-hemos 13,6 mais pequena do que a da agua no ramo opposto. Este resultado demonstra a lei por ser effectivamente a densidade de mercurio igual a 13,6. Repetindo a experiencia com outros liquidos, chegaremos á mesma conclusão, isto é, que as alturas das columnas liquidas, que não reagem chamicamente, são inversamente proporcionaes ás suas densidades.

Se pois enchermos de mercurio um tubo aberto e recurvado, de modo que apresente dois ramos parallelos, este liquido se manterá em ambos ao mesmo nivel, pois



que o ar pesará igualmente sobre as duas superficies. Mas se um dos ramos fôr fechado, e o outro aberto, o mercurio se conservará mais alto no primeiro que no segundo; porque, sendo o ar pesado carregará, sôbre a superficie liquida do ramo aberto, do mesmo modo que a agua na experiencia precedente, o que não pôde ter logar no ramo fechado e vasio. Assim pois a differença de nivel nas duas columnas liquidas indica-nos o pêsô da atmosphera, ou, por outras palavras, uma columna de mercurio d'uma altura igual á differença dos dois niveis faz equilibrio ao pêsô d'uma columna d'ar d'igual base, e da altura da atmosphera.

As experiencias de Pascal vieram confirmar a exactidão d'estes resultados. Com effeito, se a pressão atmosphérica é a verdadeira causa da suspensão do mercurio no tubo de Torricelli, a altura da columna liquida deve diminuir quando a observação se fizer em pontos mais elevados, como na crista d'uma montanha— pois toda a columna d'ar, que fica para cima do observador, deixa de pesar sobre a superficie do mercurio. Ora, é isto justamente que Pascal verificou, ordenando a celebre experiencia do Puy-du-Dôme, em que a columna mercurial desceu oito centimetros.

Vem d'aqui o emprêgo do barometro na medição da altura das montanhas, para o que deduziu Laplace uma fórmula bastante complicada, e que se torna indispensavel em virtude da falta de homogeneidade do meio atmosferico.

Continuando na exposição historica da verificação do pezo do ar, não devemos esquecer outra experiencia de Pascal, egualmente notavel e não menos concludente. O celebre philosopho, lançando mão d'um tubo de quinze metros de comprimento, e enchendo-o d'agua, voltou-o depois fazendo-o mergulhar pela extremidade aberta 'num reservatorio que continha o mesmo liquido: observou então, o que havia já previsto, que a columna d'agua era de  $10^m,33$ , o que concorda com a experiencia de Torricelli, e com a lei d'equilibrio dos liquidos em vasos communicantes. Com effeito a altura da columna d'agua deve ser tanto maior quanto mais pequena é a sua densidade em relação ao mercurio; e como a densidade d'este ultimo é 13,6, e a sua altura no tubo de Torricelli  $0^m,76$ , a columna d'agua deve apresentar uma altura egual a  $0^m,76 \times 13,6$ , o que dá effectivamente  $10^m,33$  como a experiencia mostrou.

Antes de Galileu e Torricelli, admittia-se geralmente que a ascensão da agua nos corpos de bomba, phenomeno em tudo semelhante ao que se passa na experiencia de Pascal, era devida ao pretendido *horror que a natureza tinha ao vacuo*, — e pelo que se apressava em fazer subir a agua para encher o vasio que tendia a produzir nos tubos d'aspiração a elevação do embolo. Mas observando-se, d'uma vez, que a agua não subia senão até á altura de 32 pés, que corresponde a  $10^m,33$ , ficou desde então em dúvida o famoso principio: *non datur vacuum in rerum natura*. Conta-se que o celebre Galileu, sendo consultado acêrca

da *insistencia* da agua em não *querer* subir senão até 32 pés, respondera: — que a natureza não tinha horror ao vacuo senão até essa altura.

Esta resposta de Galileu, que com fundamento julgamos apocrypha (Astr. d'Arago, tomo 3.º L. XX, pag. 175), bem depressa se achou inexacta, em vista da experiencia de Torricelli, em que a elevação do mercurio chegava só a 28 pollegadas.

A causa pois de todos os phenomenos referidos é sem duvida o peso do ar, por onde facilmente se explicam as experiencias de Pascal e Torricelli. Com effeito, quando a superficie d'um liquido se achar livremente exposta ao ar, deve experimentar necessariamente uma pressão devida ao peso da columna atmospherica que lhe fica superior. Como a pressão é igual sobre todos os pontos da superficie, esta ficará em equilibrio. Mergulhando porém no liquido a extremidade aberta d'um tubo, do qual se extráia o ar, como acontece nos corpos de bomba, a superficie liquida que se acha no interior do tubo ficará evidentemente aliviada do peso do ar que sobre ella carregava; mas as partes da superficie exterior continuarão a ser comprimidas como até ahí. Então, em virtude do principio d'egualdade de pressão, o liquido, obedecendo á pressão exterior, subirá dentro do tubo, até que o peso da columna liquida levantada, juncto ao peso e força elastica não só do ar que fica na parte superior do tubo, mas dos vapores que o liquido póde produzir, forme uma pressão igual á do ar exterior. É o que tem logar todas as vezes que aspiramos o ar por

uma das extremidades d'um tubo, introduzido pela outra 'num liquido qualquer. Assim, se fôr possível extrair completamente o ar contido 'num tubo mergulhado 'num liquido, este deverá subir, até que o peso da columna levantada faça equilibrio ao d'uma columna d'ar da altura da atmosphera, e de base igual á secção do tubo. Tal é o principio do barometro, em cuja descripção, por brevidade, nos dispensamos d'entrar. Diremos só que são muitas e differentes as condições, a que elle deve satisfazer, para que as suas indicações sejam exactas e comparaveis. Estas condições dizem respeito já á maneira de construir, graduar e observar o instrumento, já tambem ás correccões que é preciso fazer relativas á temperatura e capillaridade.

As observações barometricas, feitas em alturas differentes, mostram que a pressão atmospherica vae diminuindo á medida que nos elevamos: e nem podia deixar de ser assim, visto como as camadas aereas inferiores, sustentando o peso das que lhes ficam por cima, necessariamente devem supportar pressões maiores.

Mas o ar, como já vimos, é um gaz permanente, e por consequencia eminentemente compressivel, e perfeitamente elastico — isto é, tem a propriedade de adquirir o primitivo volume, logo que cessem as causas que o tenham alterado. A lei, descuberta por Mariotte, que exprime a relação entre os volumes e as pressões sustentadas pelos gazes, póde considerar-se aqui rigosamente exacta, (Jamin) e enunciar-se da maneira seguinte: os volumes dos gazes estão na razão inversa das pressões que estes supportam.

Á medida pois que a pressão diminuir, augmentará o volume —  $\sigma$  que prova que existe entre as moleculas dos fluidos elasticos uma força repulsiva, em virtude da qual ellas tendem a affastar-se uma das outras. Se a atmospherá pois não fôsse retida pela força de gravidade, o ar que a compõe, em virtude da sua expansibilidade, se dissiparia pelo espaço.

É o que todavia parece não ter lugar, por quanto varios argumentos nos levam a crêr que a atmospherá terrestre é limitada.

Com effeito, ainda que a força elastica do ar diminua proporcionalmente ás pressões, successivamente decrescentes com as alturas, como não é possivel observar directamente o que se passa nas regiões superiores da atmospherá, não podemos saber se esta força chegará a aniquillar-se, ou se, pelo contrario, obrando indefinidamente, dissemina o ar, aliás em extremo gráu de rarefacção, pelos espaços interplanetarios. Ora, 'neste ultimo caso, obedecendo á acção attractiva dos diversos planetas, o ar formaria em volta d'elles outras tantas atmospheras, as quaes, refractando a luz dos astros, mudariam a sua posição apparente, o que as observações astronomicas não têm podido confirmar. Por outra parte, se a atmospherá terrestre fosse illimitada, nunca haveria noite completa: os raios do sol, incidindo sobre as camadas d'ar sufficientemente affastadas da terra, e reflectindo-se 'nellas, esclareceriam a superficie do globo, e teriamos, em vez de noite, um verdadeiro crepusculo. Estas razões porém, devemos confessar, não são incontestaveis:

primeiramente a ausencia d'atmospheras planetorias é ainda problematica, discordando a tal respeito as opiniões sustentadas pelos astrônomos mais insignes; (Arago, Astr. Pop. Tomo 2.º, pag. 526, 398 e seguintes; Tomo 3.º, pag. 434; Tomo 4.º, pag. 137, 833, e 454) e por outra parte a substituição do crepusculo á noite deixaria de ter lugar, ainda quando a atmosphaera fôsse illimitada, logo que as camadas aereas chegassem a tal gráu de rarefacção, que não podessem reflectir, pelo menos sensivelmente, os raios luminosos emittidos pelo sol.

Assim, podemos ter como provavel, mas não por sem dúvida, que a atmosphaera terrestre é limitada. Neste caso, importa averiguar qual deverá ser o estado physico das camadas aereas que constituem esses limites.

A modificação no estado physico do ar deve ser tal, que elle perca a propriedade de se expandir indefinidamente, quando cesse a pressão, que nas camadas inferiores da atmosphaera se oppõe á expansibilidade propria a cada uma d'ellas. Mas nas regiões superiores o ar deve existir extremamente rarefeito, e além d'isso muito frio: deveremos pois admitir que elle tem a faculdade de perder a sua elasticidade debaixo d'estas duas condições reunidas, tomando então o estado *de um liquido não evaporavel*, como suppõe Biot. (Astronomia Phys. pag. 149; Dumas, Phil. Ch. pag. 199 a 205).

Imaginando a atmosphaera dividida em camadas concentricas, e d'uma espessura infinitesima, a sua constituição physica dependerá da lei, que, na successão d'essas cama-

das, seguir o decrescimento das pressões, densidades, e temperaturas; e como parte da pressão atmospherica é sustentada pela tensão do vapor aquoso existente no ar, cuja densidade diminue pela mistura, suppondo a força elastica a mesma, as condições hygrometricas do ar influem necessariamente na constituição physica da atmosphaera, cujos elementos constitutivos vêm por tanto a ser: a pressão, a temperatura, a densidade, e a tensão do vapor aquoso. A constituição physica da atmosphaera será pois definida, logo que, theorica ou experimentalmente, podémos achar quatro relações que liguem estes diversos elementos, exprimindo-os em funcção da altura.

Tendo já discorrido sobre o pêsso do ar e seus effeitos, e indicado o instrumento pelo qual podemos avaliar a pressão atmospherica em qualquer altura, cumpre-nos agora averiguar a acção do calorico sobre o fluido aereo, bem como as alterações, que 'nelle produz a mistura do vapor aquoso, e em ultimo logar estabelecer as equações entre os diversos elementos da constituição da atmosphaera.

O ar atmospherico, como todos os corpos, é dilatavel, isto é, augmenta de volume pela acção do calorico. Tomando para coefficiente de dilatação dos gazes, do mesmo modo que para os solidos e liquidos, o augmento que recebe a unidade de volume passando de zero a um gráu de temperatura, estabeleceu Gay-Lussac as leis seguintes, notaveis por sua simplicidade:

1.º Todos os gazes têm o mesmo coefficiente de dilatação que o ar.

2.º Este coefficiente conserva o mesmo valor, qualquer que seja a pressão a que elles estejam submettidos.

Estas leis porém não são rigosamente exactas. Mr. Regnault demonstrou com effeito que os coefficientes de dilatação dos gazes, ainda que pouco, differem uns dos outros, e que, além d'isso, variam com a pressão e temperatura a que os gazes estão sujeitos. O coefficiente de dilatação do ar, determinado experimentalmente por Gay-Lussac, é 0,00 375: empregando-se porém methodos mais rigorosos verificou-se depois que o seu verdadeiro valor é 0,00 366.

Vejamos agora o que a observação nos ensina relativamente á temperatura das differentes camadas aereas. É um facto, de ha muito conhecido, que a temperatura decresce progressivamente á medida que nos elevamos na atmosphera. Provam-n'ó as observações feitas sobre as montanhas, as neves eternas que corôam os seus elevados cumes, e mais directamente ainda as viagens aerostaticas. Com effeito, além das causas geraes que produzem este resultado, convem não esquecer que circumstancias particulares, que não indagaremos 'neste lugar, exercem poderosa influencia sobre o frio que se observa nas altas montanhas do globo.

Além d'isso mostra a observação que o decrescimento da temperatura do ar com as alturas, não é constante nem uniforme: varia nas differentes horas do dia, segundo as estações do anno, conforme as latitudes, e outras causas, que o tornam mais ou menos consideravel. Assim quanto dissermos, relativamente ao decrescimento da temperatura,



deve considerar-se como a media de muitas observações, cujo numero faça desaparecer, em parte ao menos, o effeito d'estas circumstancias.

O abaixamento de temperatura pôde considerar-se proporcional á altura, quando esta não exceda pouco mais ou menos 3:000 metros: mais para cima esta lei não pôde admittir-se. Da serie d'observações, feitas por Gay-Lussac em 1804, na sua viagem aerostática, conclue-se um abaixamento de um gráu por 173 metros d'elevação, suppondo uniforme a diminuição da temperatura. Das observações de Saussure infere-se um abaixamento d'um gráu por 144 metros d'altura. Mr. Humboldt achou, nos Andes, 191 metros para um gráu, e, no Chimborazo, 218 metros. Este sabio reconheceu além d'isso, que o decrescimento não era uniforme; sendo menor entre 1:000 e 3:000 metros, altura que forma 'naquellas paragens a região das nuvens. Ramont observou, nos Pyrinéos, que é preciso uma elevação de 148 metros para observar um abaixamento de temperatura d'um gráu. Mr. Martins achou 144 metros, sobre o monte Ventoux; Kaemtz 149 metros, sobre Rigi.

As differenças entre estes resultados não dependem sómente de ser mais baixa a temperatura sobre as montanhas do que á mesma altura acima das planicies, e da influencia da forma dos montes, e do estado da sua superficie; mas principalmente deriva, como já dissemos, da dependencia em que está o decrescimento da temperatura, da hora do dia, da estação do anno, e latitude do logar

da observação. Approximadamente poderemos admittir, em numeros redondos, 180 metros nos nossos climas, e 200 metros nas regiões equatoriaes. (Daguin, Tractado de Physica, Tomo 2.<sup>o</sup>, 1.<sup>a</sup> Parte.) Attendendo porém á falta de uniformidade na diminuição da temperatura, e, além d'isso, á impossibilidade de levar as observações para além de certa altura na atmosphera, podemos concluir, com todos os physicos, que a lei, de que nos occupamos, não é conhecida, ou antes, que o decrescimento da temperatura do ar, sujeito a muitas causas constantes de perturbação, não segue uma lei determinada.

Considerámos até agora o ar completamente sêcco; mas a experiencia mostra que elle nunca existe 'nesse estado, pelo menos nos nossos climas, e até a altura da atmosphera a que tem chegado as observações. A quantidade de vapor aquoso que existe no ar é muito variavel, e pôde, ainda que excepcionalmente, attingir o ponto de saturação. Já vimos a maneira de a determinar,—o que pôde tambem conseguir-se pelo conhecimento do estado hygrometrico do ar.

Chama-se estado hygrometrico, ou fracção de saturação do ar—a relação entre a quantidade actual de vapor aquoso que elle contém, e a que deveria conter, á mesma temperatura, para estar saturado. Como é evidente que o ar não pôde conter maior quantidade de vapor do que aquella que é sufficiente para satural-o, a uma certa temperatura, nunca o estado hygrometrico do ar pôde ser superior á unidade, e vê-se por isso a propriedade com que se lhe chama fracção de saturação.

Attendendo a que os vapores não saturados, estão sujeitos á lei de Mariotte, da mesma maneira que os gazes permanentes, a quantidade de vapor contido 'num espaço dado, em egualdade de temperatura, e até ao ponto de saturação, é proporcional á pressão, e, por consequencia, á tensão do mesmo vapor. Podemos assim á relação entre as quantidades de vapor, que define o estado hygrometrico do ar, substituir a relação entre as forças elasticas correspondentes, visto a proporcionalidade d'estas quantidades; e portanto, o estado hygrometrico do ar póde definir-se— a relação entre a tensão actual do vapor, que o ar contém, e a tensão do vapor que elle deveria conter, á mesma temperatura, para estar saturado.

Por esta segunda definição se vê que o ar póde conter a mesma quantidade de vapor, em duas occasiões differentes, e não apresentar o mesmo estado hygrometrico, e reciprocamente,— uma vez que a temperatura tenha variado.

Com effeito, a tensão do vapor no estado de saturação cresce mais rapidamente do que a tensão do vapor que existe no ar não saturado, por uma egual elevação de temperatura, e, por consequencia, o estado hygrometrico do ar diminuirá, ficando a mesma a quantidade absoluta de vapor. Importa pois não confundir a quantidade de vapor existente no ar, com o seu gráu de humidade, que é dado pela fracção de saturação. Assim o ar contém em geral maior quantidade de vapor aquoso no verão que no inverno, e todavia a sua humidade é maior 'nesta ultima estação, unicamente por ser mais baixa a sua temperatura.

Do mesmo modo, quando aquecemos o ar contido 'numa casa, não diminuímos a quantidade de vapor que lá existe, mas sim o gráu de humidade. Reciprocamente arrefecendo o ar, não augmentamos a quantidade de vapor, mas tornamol-o mais humido; e se o arrefecimento fôr sufficiente, attingiremos o ponto de saturação, em que o vapor começa a condensar-se, depositando-se debaixo da fórma d'orvalho. Em geral, a quantidade de vapor necessario para saturar um volume d'ar é tanto maior quanto mais elevada fôr a temperatura, e por isso o estado hygrometrico não depende da quantidade absoluta de vapor, mas sim da maior ou menor distancia á qual se acha o ar do ponto de saturação.

Posto isto, examinemos agora as condições da mistura do ar sêcco e agua no estado de vapor. Mostra a experiencia que a quantidade maxima de vapor, que póde conter com espaço dado, a uma certa temperatura, é sempre a mesma, quer o espaço esteja vasio, quer cheio por um gaz permanente qualquer. A differença vae só na facilidade da diffusão, que é menor pela presença do gaz. Assim a agua no estado de vapor, introduzida no ar atmospherico, conservará esse estado, se fôr em quantidade igual ou inferior áquella, que á mesma temperatura se conteria 'num espaço vasio; e d'este modo augmentará a força elastica do ar — diminuindo ao mesmo tempo a sua densidade, por ser a do vapor aquoso sómente  $\frac{1}{10}$  em relação á do ar. Assim, com força elastica igual, o ar humido é menos denso que o ar sêcco.

Para determinar pois a densidade do ar, que é um dos elementos constitutivos da atmosphera, a uma dada pressão e temperatura, é preciso definir a quantidade de vapor aquoso que elle contém, pela parte da pressão total que o vapor sustenta na mistura. É o que se consegue por meio dos hygrometros, e particularmente pelos de condensação, como o de Daniell e Regnault. Com effeito, chamando  $f$  a tensão actual do vapor que o ar contém,  $F$  a tensão do vapor saturado á mesma temperatura, e  $n$  o estado hygrometrico do ar, teremos, pela definição,  $\frac{f}{F} = n$ ;

e esta equação dá-nos a tensão do vapor existente no ar, sendo conhecido o estado hygrometrico, porque as tensões do vapor aquoso saturado são conhecidas pela experiencia.

Mais directamente se obtem o mesmo resultado pelos hygrometros de condensação. Basta, para isso, notar a temperatura á qual o vapor começa a condensar-se, e procurar, nas taboas das forças elasticas, a tensão correspondente a essa temperatura. Sabemos com effeito que 'num espaço livre contendo uma mistura d'ar e de vapor, á pressão atmosphérica, a força elastica d'este não varia até o ponto de saturação, quando a temperatura desce. De feito: a força elastica da mistura é igual á somma das tensões de cada fluido; ora a tensão do ar não varia, pelo abaixamento de temperatura, porque augmenta tanto pela diminuição de volume como decresce pelo arrefecimento: logo a tensão do vapor deve ficar constante, visto como a força elastica

da mistura se conserva necessariamente egual á pressão atmospherica, tanto antes como depois da condensação.

Sendo a hygrometria uma das conquistas dos tempos modernos, como adverte Kaemtz, faltam ainda observações rigorosas e sufficientemente continuadas, para conhecermos as condições hygrometricas da atmosphaera. Podem ministrar-nos alguns dados as observações de Neuber na Dinamarca, as de Kupfer em Petersbourg, e as feitas em Halle pelo proprio Kaemtz. D'estas e d'outras observações resulta que não só a quantidade absoluta de vapor aquoso, mas tambem a humidade relativa do ar, varia nas differentes horas do dia, com a elevação dos logares, correntes de vento etc. Analogas variações têm logar conforme as estações, o que está d'accôrdo com a theoria dos vapores. Assim, por exemplo, em Janeiro, que é o mais frio dos mezes do anno, a quantidade de vapor attinge o seu *minimum*, ao mesmo tempo que a humidade relativa chega ao *maximum*.

As condições hygrometricas dos differentes paizes do globo são tambem por em quanto mal conhecidas, por falta d'observações sufficientes. Podemos dizer porém, em geral, que a quantidade de vapor vaé diminuindo com a temperatura desde o equador até os polos; sendo, alem d'isso, maior sobre o mar, e nos paizes insulares, do que no interior dos continentes, aonde o ar existe, ordinariamente, em extremo gráu de seccura.

Deixando porém estas considerações, puramente do dominio da meteorologia, cujo campo não pretendemos ex-

plorar, vejâmos só o que a observação nos ensina, relativamente ás condições hygrometricas do ar, nas differentes alturas da atmosphera, e que mais directamente importam ao nosso objecto. Convém não esquecer a este respeito a distincção que estabelecemos, entre a quantidade absoluta de vapor existente no ar, e a humidade relativa d'este. Quanto á primeira, é inutil provar que vae diminuindo progressivamente nas camadas superiores da atmosphera. Todas as experiencias o confirmam: e se ha excepções, dependem de perturbações extraordinarias, analogas ás que produzem uma inversão no decrescimento da temperatura. (Kaemtz, Cours de Météorologie.) Em quanto á humidade relativa do ar, as observações de Saussure e Deluc, e ainda as de Mr. de Humboldt feitas na America, tendem a provar que o estado hygrometrico da atmosphera diminue com as alturas. O mesmo resultado se deduz das observações de Gay-Lussac, que a 7:000 metros d'altura viu descer o hygrometro até 26 grâus. Não devemos omittir porém que algumas observações se oppõem inteiramente á generalidade d'esta conclusão; e, além d'isso, que o resultado das observações referidas póde ser attribuido, como pretende Kaemtz, a outras influencias differentes da altura. Podemos concluir pois, que as condições hygrometricas da atmosphera nos são ainda muito imperfeitamente conhecidas; além de que ignoramos completamente o que se passa nas camadas aereas, collocadas para cima da altura, a que têm podido chegar as observações.

Tractando das condições hygrometricas da atmosphera,

como influentes na sua constituição physica, não devemos omittir uma consideração, que julgamos de summa importancia, com respeito ao objecto de que particularmente nos occupamos. Dissémos, e é certo, que, em virtude da menor densidade do vapor aquoso, um volume d'ar humido pesa menos que um egual volume d'ar sêcco, supposta a mesma força elastica: mas quando a agua se evapora tranquillamente ao ar livre, os vapores, subindo pelos intersticios das particulas aereas, não influem pelo seu pêso ou elasticidade nos movimentos da atmosphaera, cuja pressão deve por tanto augmentar com o pêso do vapor. D'este modo o barometro deve subir no ar humido, e descer com a seccura d'este fluido. A esta asserção parecem contrárias as observações, pois ordinariamente o barometro desce com os ventos carregados de vapor, como são os de S O., que nos trazem chuva. Deve porém advertir-se que estes mesmos ventos são ao mesmo tempo os mais quentes de todos; e assim tenderão a elevar a columna barometrica pela pressão do seu vapor, e a abaixal-a pela sua temperatura. Ora, sendo esta ultima influencia maior que a primeira, a pressão deve diminuir. É o que acontece nos nossos climas, em que os ventos do mar, pela sua elevada temperatura, fazem descer o barometro. Se porem os ventos de terra forem mais quentes que os do mar, como acontece juncto ao rio da Prata, o barometro deve descer com os primeiros e subir com os segundos. É justamente o que a observação tem confirmado. (Kaemtz, Cours de Météorologie.)



Do que levamos dicto se depreheende que a atmospherá existe realmente em continua agitação, por effeito dos ventos, e outros accidentes meteoricos; mas, na averiguação da sua constituição physica, não sendo possivel attender a estes movimentos, consideramos apenas o estado medio e regular, embora ficticio, em volta do qual oscillam essas perturbações.

Estabelecidos estes principios, e combinando as indicações do thermometro e barometro com as que nos ministram os instrumentos, destinados a avaliar o estado hygrometrico do ar, teremos a expressão de todos os elementos physicos que constituem a atmospherá, ás diversas alturas a que podem chegar as observações. Resta-nos apenas procurar as leis mathematicas que ligam entre si estes elementos.

Para isso chamemos  $r$  a densidade do ar, que, no logar do observador, onde a gravidade é  $g$ , corresponde á temperatura actual  $t$ , e a uma dada pressão  $p$ , indicada pela altura  $h$  da columna do barometro; e seja  $R$  a densidade que, no logar onde a gravidade fosse  $G$ , corresponderia á temperatura do gêlo fundente, e á pressão  $P$  indicada pela leitura  $H$  do barometro.

Um qualquer volume d'ar torna-se em  $1 + \alpha t$ , á temperatura  $t$ , sendo  $\alpha$  o coefficiente de dilatação do ar; e como as densidades estão na razão inversa dos volumes, a densidade  $R$  torna-se em  $\frac{R}{1 + \alpha t}$ , para a temperatura  $t$ , mas de baixo da mesma pressão  $P$ .

Esta densidade  $\frac{R}{1+\alpha t}$ , para a pressão  $p$ , converte-se em  $\frac{R}{1+\alpha t} \times \frac{p}{P}$ , segundo as leis de Mariotte. Por tanto:

$$r = R \times \frac{p}{P} \times \frac{1}{1+\alpha t},$$

D'onde 
$$\frac{r}{R} = \frac{p}{P} \times \frac{1}{1+\alpha t}$$

Posto isto, seja  $l$  a altura d'uma columna fluida, de densidade constante  $r$ , e capaz de fazer equilibrio á pressão  $p$ , no logar onde a gravidade é  $g$ ; e  $L$  a altura d'outra columna fluida, de densidade  $R$ , á pressão  $P$ , que tem logar no ponto em que a gravidade é  $G$ : será

$$p = g r l \quad \text{e} \quad P = G \times R \times L \quad \dots \dots (a)$$

e por consequencia

$$\frac{p}{P} = \frac{g}{G} \times \frac{r}{R} \times \frac{l}{L},$$

D'onde se tira, substituindo a relação entre as densidades acima achada:

$$l = \frac{G}{g} (1 + \alpha t) \times L;$$

e portanto

$$p = r(1 + \alpha t) \times G \times L \dots\dots (b).$$

Chamando  $\Delta$  a densidade do mercurio a zero, e  $R$  a do ar á mesma temperatura, e á pressão  $P$ , indicada por  $H$ , mostra a experiencia que é  $\frac{\Delta}{R} = 10:462$ . Suppondo que em Paris, onde foi feita a experiencia, a gravidade é  $G$ , temos evidentemente:

$$P = G \times \Delta \times H.$$

Dividindo esta equação pela segunda de (a), vem

$$1 = \frac{\Delta}{R} \times \frac{H}{L}.$$

D'onde se tira

$$L = \frac{\Delta}{R} \times H = 7951^m, 12,$$

suppondo  $H = 0^m, 76$

Se adoptarmos os numeros de Laplace, é  $\frac{\Delta}{R} = 10:492, 10$ ,

e por conseguinte  $L = 7973^m, 99$ .

Substituindo este valor de  $L$  em (b), vem

$$p = 7951, 12 G (1 + \alpha t) r \dots\dots\dots (c)$$

Attendamos agora á influencia que exerce na densidade do ar o estado hygrometrico da atmospheria, e a alteração que por isso deve experimentar o valor de  $r$ .

Seja o volume  $1$  do ar humido capaz de sustentar a mesma pressão  $p$ , que sustenta um egual volume d'ar sêcco. Segundo as leis da diffusão dos gazes, e vapores não saturados, que se misturam sem reacção chimica, reduzindo o ar sêcco contido na mistura a um volume tal  $v$  que sustente a mesma pressão  $p$ , o vapor da mesma mistura, reduzido ao resto  $1 - v$  do volume, deverá sustentar egual pressão; porque a separação ou mistura uniforme, dos dois gazes, não deve alterar a força elastica do volume  $1$  que elles occupam. (Sr. Sousa Pinto, Refrac. Atmosph.)

Seja  $\pi$  a parte da pressão actual  $p$ , que na mistura é sustentada pelo vapor;  $r$  a densidade do ar sêcco capaz de sustentar a pressão total  $p$ ;  $mr$  a densidade do vapor capaz de sustentar a mesma pressão, e  $\delta$  a densidade da mistura.

Como os volumes são inversamente proporcionaes ás pressões, e o ar sêcco contido no espaço  $v$  se diffunde por todo o espaço  $1$ , a parte da pressão actual, que elle sustenta, será  $p \times \frac{v}{1}$ ; e por conseguinte

$$p = pv + \pi$$

Ora como as densidades são inversamente proporcionaes aos volumes, as densidades respectivas do ar sêcco e do vapor, espalhados pelo espaço  $1$ , serão  $r \frac{v}{1}$  e  $mr \frac{1-v}{1}$ .

A massa da mistura será portanto

$$\delta = rv + mr(1 - v)$$

Eliminando  $v$  entre estas equações, vem

$$\delta = \frac{p - (1 - m)\pi}{p}$$

A experiencia dá  $m = \frac{10}{16}$ , e por conseguinte

$$\delta = r \frac{p - 0,375\pi}{p} = r \frac{p - 100\alpha\pi}{p};$$

por ser  $\frac{3}{8} = 0,375 = 100 \times 0,00375 = 100\alpha$ , chamando  $\alpha$  o coefficiente de dilatação do ar, supposto igual a 0,00375.

Eliminando  $r$  por meio de (c), vem immediatamente

$$\delta = \frac{p - 100\alpha\pi}{7951,12G(1 + \alpha t)}$$

que é a equação de *dilatabilidade* (Biot. Astron.)

Para deduzirmos a equação, que exprime a condição d'equilibrio da atmosphaera, consideremos uma columna cilindrica e vertical, cuja base A exista na superficie da terra, e cuja altura seja igual á da atmosphaera. Divida-

mos este cilindro em camadas d'uma espessura tal que a densidade e temperatura se possam considerar sensivelmente constantes em toda a extensão de cada uma d'ellas.

Posto isto, representando por  $p$  e  $p'$  as pressões que suportam duas superficies muito proximas, eguaes á unidade, e collocadas ás distancias  $z$  e  $z'$  da base do cilindro, serão  $Ap$  e  $Ap'$  as pressões sustentadas pelas duas faces da camada, cuja espessura é  $z' - z$ ; e designando por  $P$  o pêso de toda a columna d'ar, que fica acima d'esta camada, e por  $P'$  o pêso d'ella, teremos  $Ap' = P$ , e  $Ap = P + P'$ , e por conseguinte

$$A(p - p') = P'$$

Por outra parte, sendo  $g$  a força de gravidade, que tem logar á altura  $z$ , e  $r$  a densidade da camada que consideramos, o seu pêso será

$$P' = Agr(z' - z)$$

Combinando esta equação com a ultima que obtivemos resulta a equação differencial d'equilibrio

$$p - p' = gr(z' - z),$$

(1) Escrevemos a fórmula com o signal —, por isso que, á medida que nos elevamos na atmospherá, a pressão diminue, e consequentemente a um augmento positivo na altura deve corresponder um augmento negativo na pressão.

isto é  $dp = -g dz$  (1).

Para definir a constituição physica da atmosphaera, é necessario, como já dissemos, determinar a temperatura, a densidade, a pressão, e a tensão do vapor aquoso, em função da altura; mas como nas camadas aereas situadas acima de 8:000 metros sobre o nivel do mar, já provavelmente não existe vapor em quantidade apreciavel, uma relação theorica ou experimental, juncta ás duas equações que deduzimos, será sufficiente para a parte da atmosphaera, que ficar superior áquella altura.

Para obter esta relação, consideremos a atmosphaera privada de vapor aquoso, e supponhamos, além d'isso, que em todas as alturas as densidades são directamente proporcionaes ás pressões. Se esta hypothese fôr verdadeira, os resultados a que ella nos conduzir, deverão ser con-

Esta mesma equação poderia obter-se facilmente, servindonos da equação, que exprime a condição d'equilibrio d'uma massa fluida qualquer. Com effeito, designando por  $X$ ,  $Y$ , e  $Z$  as componentes, parallelas a trez eixos rectangulares, da força acceleratriz que sollicita um ponto qualquer da massa fluida, e por  $x$ ,  $y$ ,  $z$  as coordenadas d'este ponto, a equação d'equilibrio é  $dp = r(X dx + Y dy + Z dz)$ .

(Poisson, Hydrostatica).

Se a massa fluida fôr a atmosphaera, como os diversos pontos d'esta são apenas actuados pela gravidade, deveremos fazer na equação precedente  $X = 0$ ,  $Y = 0$ , e  $Z = -g$ , empregando o signal —, porque a acção da gravidade tende a diminuir as coordenadas verticaes: a equação converte-se então em  $dp = -g dz$ .

firmados pelas observações, senão rigorosamente, pelo menos sem grande discordancia; não sendo assim, a hypothese não exprimirá a constituição verdadeira da atmosphera.

Posto isto, para introduzir esta condição na equação de dilatabilidade, faremos  $\pi = 0$ , o que dá

$$\delta = \frac{p}{b(1 + at)},$$

fazendo, por simplicidade,  $b = 7951,12$  G.

Para outra altura, em que a densidade, a pressão, e a temperatura fossem respectivamente  $\delta'$ ,  $p'$ ,  $t'$ , teríamos da mesma maneira

$$\delta' = \frac{p'}{b(1 + at')}, \quad (2)$$

D'estas duas equações resulta

$$\frac{\delta}{\delta'} = \frac{p}{p'} \times \frac{1 + at'}{1 + at},$$

Mas pela hypothese, é  $\frac{\delta}{\delta'} = \frac{p}{p'}$ , e por conseguinte

(2) Supponho constante a gravidade, porque a intensidade d'esta força, reciprocamente proporcional ao quadrado das distancias, diminue muito pouco na atmosphera, cuja altura é uma fracção muito pequena do raio terrestre.



$$\frac{1 + \alpha t'}{1 + \alpha t} = 1,$$

D'onde se conclue  $t = t'$ .

Vê-se pois que uma temperatura constante em toda a extensão da atmosphera seria a consequencia necessaria da hypothese da proporcionalidade das densidades ás pressões.

Por outra parte, eliminando  $\delta$  entre a equação d'equilibrio e a de dilatabilidade, acha-se

$$dp = - \frac{g}{b(1 + \alpha t)} p dz,$$

ou

$$\frac{dp}{p} = - \frac{g}{b(1 + \alpha t)} dz,$$

e, integrando,

$$\log p = - \frac{g}{b(1 + \alpha t)} z + C.$$

Applicando as mesmas equações, d'equilibrio e dilatabilidade, a outra pressão  $p'$ , correspondente á altura  $z'$ , teriamos igualmente:

$$\log p' = - \frac{g}{b(1 + \alpha t)} z' + C.$$

Subtraindo esta equação da precedente, vem

$$\log p - \log p' = \frac{g}{b(1 + at)} (z' - z)$$

D'esta equação se segue, que a differença entre as alturas de duas camadas quaesquer é proporcional á differença dos logarithmos das pressões correspondentes. Se quizermos applicar a fórmula precedente á determinação da altura da atmosphaera, temos de fazer  $z = 0$ , e  $p' = 0$ , o que dá

$$z' = \frac{b(1 + at)}{g} (\log. p - \log. 0) = \pm \infty.$$

Por onde se vê que, se as densidades fossem proporcionaes ás pressões, a atmosphaera se estenderia indefinidamente pelo espaço. Assim, a hypothese que estabelecemos leva-nos a concluir— não só que a temperatura é constante em todas as alturas, o que é manifestamente contrario a todas as observações, mas além d'isso que a atmosphaera é illimitada, o que, segundo vimos, tambem não é provavel.

Como pois a proporcionalidade das densidades ás pressões não representa a constituição real da atmosphaera, vejâmos se estas serão proporcionaes ao quadrado d'aquellas.

Neste caso, designando por  $P$  e  $R$  a pressão e a densidade da camada inferior da atmosphaera, e por  $p$  e  $r$  os

mesmos elementos, respectivos a uma camada situada á altura  $z$ , será  $\frac{p}{P} = \left(\frac{r}{R}\right)^2$ ; por onde  $r = R \times \sqrt{\frac{p}{P}}$ .

Substituindo este valor na equação diferencial d'equilibrio, vem

$$dp = -g \frac{R}{\sqrt{P}} \sqrt{p} dz,$$

D'onde se tira

$$\frac{dp}{\sqrt{p}} = -g \frac{R}{\sqrt{P}} dz.$$

Integrando esta equação, resulta

$$2\sqrt{p} = -g \frac{R}{\sqrt{P}} z + C$$

Se considerarmos outra camada na atmosphera, cuja altura, pressão e densidade, seja respectivamente  $z'$ ,  $p'$ ,  $r'$ ,

teremos igualmente  $2\sqrt{p'} = -g \frac{R}{\sqrt{P}} z' + C$

Subtraindo esta equação da precedente, resulta

$$2(\sqrt{p} - \sqrt{p'}) = g \frac{R}{\sqrt{P}} (z' - z).$$

Ora, em virtude da hypothese estabelecida, é

$$\sqrt{p} = \frac{r}{R} \sqrt{P}, \text{ e } \sqrt{p'} = \frac{r'}{R} \sqrt{P},$$

e por isso a equação precedente converte-se em

$$2 \frac{\sqrt{P}}{R} (r - r') = g \frac{R}{\sqrt{P}} (z' - z) \dots\dots (d)$$

A equação de dilatabilidade applicada ás camadas, que existem ás alturas  $z$  e  $z'$  bem como á camada inferior da atmospherá, dá

$$r = \frac{p}{b(1 + \alpha t)}; \quad r' = \frac{p'}{b(1 + \alpha t')}; \quad R = \frac{P}{b(1 + \alpha T)}.$$

Dividindo a primeira pela terceira d'estas equações, resulta

$$\frac{r}{R} = \frac{p}{P} \times \frac{(1 + \alpha T)}{(1 + \alpha t)};$$

e por ser 
$$\frac{p}{P} = \left(\frac{r}{R}\right)^2,$$

vem 
$$\frac{r}{R} = \left(\frac{r}{R}\right)^2 \times \frac{(1 + \alpha T)}{(1 + \alpha t)}.$$

D'onde se tira

$$R(1 + \alpha t) = r(1 + \alpha T).$$

Combinando a segunda equação com a terceira, obtem-se do mesmo modo

$$R(1 + \alpha t') = r'(1 + \alpha T).$$

Substituindo na equação (d) os valores de  $r$  e  $r'$ , deduzidos d'estas ultimas equações, vem

$$2 \frac{\sqrt{P}}{R} \left\{ \frac{R(1 + \alpha t)}{(1 + \alpha T)} - \frac{R(1 + \alpha t')}{(1 + \alpha T)} \right\} = g \frac{R}{\sqrt{P}} (z' - z),$$

ou

$$\frac{2\sqrt{P}}{(1 + \alpha T)} \alpha (t - t') = g \frac{R}{\sqrt{P}} (z' - z),$$

e, fazendo  $M = \frac{Rg(1 + \alpha T)}{2\alpha p},$

$$t - t' = M(z' - z) \dots \dots \dots (f).$$

Ora como  $M$  deve ser positivo, esta equação mostra que será  $t > t'$ , todas as vezes que for  $z' > z$ , e reciprocamente; d'onde se conclue que sendo as pressões proporcionaes ao quadrado das densidades, a temperatura deve diminuir á

medida que nos elevamos na atmosphera, o que realmente está d'accordo com o resultado das observações. Mas a fórmula (*f*) mostra tambem que a differença das temperaturas é proporcional á differença das alturas; e esta conclusão discorda das observações, que põem fóra de toda a duvida que em geral o decrescimento da temperatura tem logar 'numa razão menos forte.

Assim a hypothese, que estabelecemos, assigna á atmosphera uma altura inferior á que ella realmente deve ter, e por consequencia não representa a sua verdadeira constituição.

Attendendo porém a que os resultados d'esta segunda hypothese são em sentido contrario aos que deduzimos da primeira, é claro que nos approximaremos mais da lei da natureza, se representarmos a relação das pressões por uma expressão composta das duas primeiras potencias das densidades. Supponhamos pois que a seguinte equação liga as pressões e as densidades:

$$\frac{p}{P} = A \frac{r}{R} + B \left( \frac{r}{R} \right)^2 + C; \dots\dots\dots (g)$$

sendo A, B, e C, coefficients constantes que as observações devem determinar.

Para isso, supponhamos que se observou o barometro, o thermometro, e o hygrometro. As suas indicações, bem como as alturas correspondentes, poderão ser representados no seguinte quadro.

Alturas	$Z — z — z' — z'' — z''' \dots z^{(n)}$
Pressões	$P — p — p' — p'' — p''' \dots p^{(n)}$
Temperaturas	$T — t — t' — t'' — t''' \dots t^{(n)}$
Tensões	$\Pi — \pi — \pi' — \pi'' — \pi''' \dots \pi^{(n)}$

Estes dados não só fazem conhecer as relações  $\frac{p}{P}, \frac{p'}{P}, \frac{p^{(n)}}{P}$ , mas, sendo introduzidos na equação de dilatabilidade, mostram além d'isso a relação que existe entre as densidades de duas camadas quaesquer.

Posto isto façamos por simplicidade

$$\begin{aligned} \frac{p}{P} &= a, & \frac{r}{R} &= b, \\ \frac{p'}{P} &= a', & \frac{r'}{R} &= b', \\ \frac{p''}{P} &= a'', & \frac{r''}{R} &= b'', \\ \dots & & & \\ \frac{p^{(n)}}{P} &= a^{(n)}, & \frac{r^{(n)}}{R} &= b^{(n)}. \end{aligned}$$

Combinando estas diversas equações com (g), resultam as  $n + 1$  equações seguintes:

$$\left. \begin{aligned}
 a &= Ab + Bb^2 + C. \\
 a' &= Ab' + Bb'^2 + C. \\
 a'' &= Ab'' + Bb''^2 + C. \\
 \dots &\dots\dots\dots\dots\dots\dots \\
 \dots &\dots\dots\dots\dots\dots\dots \\
 a^{(n)} &= Ab^{(n)} + Bb^{n,2} + C.
 \end{aligned} \right\} \dots (Z)$$

Temos pois  $n + 1$  equações para determinar as constantes A, B, e C; — para o que não seriam necessarias mais do que trez se as observações fôsses rigorosamente exactas: como isto porém não tem logar, já pela imperfeição dos instrumentos, já por outras causas, póde facilmente acontecer, ainda quando a equação (*g*) represente a lei da natureza, que os valores das constantes, deduzidos das trez primeiras equações (*Z*), sejam muito differentes dos que resultariam d'outras trez quaesquer equações do mesmo quadro. Assim para a determinação rigorosa dos valores das constantes A, B, C, será preciso empregar mais de quatro observações: sómente por um grande numero d'ellas, feitas em epochas muito proximas para podermos considerar sensivelmente constante o estado da columna atmospherica, em todo o tempo decorrido entre a primeira e ultima, poderá conseguir-se aquella determinação. Fazendo pois  $n + 2$  observações, obteremos as equações (*Z*), que, combinadas pelo methodo dos menores quadrados, darão com a maior approximação possivel os valores das constantes A, B, e C.

Substituindo estes valores na equação (*g*), e applicando-a depois á determinação das pressões que têm logar a diversas



alturas, vê-se que a differença entre os resultados que ella dá, e os que nos fornecem as observações, está dentro dos limites dos erros que estas comportam: d'onde podemos concluir que a equação (g) representa effectivamente a relação que existe entre as pressões e as densidades, pelo menos nas camadas aereas accessiveis ás observações.

As equações que até agora deduzimos são sufficientes para determinar, em funcção da altura, os elementos constituintes d'aquella parte da atmosphera, que já não contém vapor aquoso. Considerando porém as camadas aereas inferiores, é preciso attender á presença do vapor, cuja tensão suppremos que decresce nellas d'uma maneira continua, até se tornar nulla quando a pressão atmospherica estiver reduzida a 0,38 do seu valor ao nivel do mar. D'este modo poderemos representar a tensão do vapor aquoso em funcção da pressão por meio d'uma lei de decrescimento parabolico.

Posto isto, seja P a pressão total que tem logar proximo ao nivel do mar, e  $\Pi$  a parte d'esta pressão que é sustentada pelo vapor; e p e  $\pi$  os elementos analogos numa camada situada á altura z, e em que é  $\frac{p}{P} = 0,38$ .

A lei do decrescimento parabolico dá

$$\frac{\pi}{\Pi} = A' \frac{p}{P} + B' \left( \frac{p}{P} \right)^2 + C' \dots \dots \dots (h)$$

Para determinar o valor das constantes A', B', e C',

façamos successivamente ' nesta equação  $p=P$ , e  $\frac{p}{P}=o, 38$ , teremos

$$1 = A' + B' + C'; \quad o = o, 38 A' + (o, 38)^2 B' + C'$$

Differenciando a equação (h), resulta

$$\frac{1}{\Pi} d\pi = \frac{A'}{P} dp + 2 \frac{B'}{P} \times \frac{p}{P} dp = \frac{1}{P} \left\{ A' + \right. \\ \left. + 2 B' \frac{p}{P} \right\} dp;$$

e, como fazendo  $\frac{p}{P}=o, 38$ , é  $d\pi$  nullo, deve ser

$$A' + o, 76 B' = o$$

Esta equação, juncta ás duas precedentes, nos dará os valores das constantes, os quaes, substituidos na equação

(h), fazem conhecer a relação  $\frac{\pi}{\Pi}$  em funcção de  $\frac{p}{P}$ .

As equações (g) e (h), junctamente com as d'equilibrio e dilatabilidade, dão-nos quatro relações entre os elementos que entram na constituição da atmosphera, que portanto fica assim determinada. Não devemos esquecer porém

que a equação (*g*) exige que o decrescimento das pressões em funcção das densidades tenha logar d'uma maneira continua, desde a superficie da terra até ao limite superior da atmosphera: e ainda que o decrescimento das pressões deduzido das observações de Gay-Lussac, concorde, como já dissemos, com o que se obteria por meio da equação (*g*), não é isto sufficiente para affirmarmos que ella é applicavel a toda a extensão da atmosphera.

Por outra parte a equação (*h*) exige tambem que a tensão do vapor aquoso decresça d'uma maneira continua, desde a camada inferior da atmosphera, até á altura de 8:000 metros acima do nivel do mar, onde supposemos nulla a tensão do vapor. Ora não só esta ultima hypothese é inexacta, porquanto na viagem aerostatica de Gay-Lussac, que se elevou a esta altura, o hygrometro não desceu, como já dissémos, abaixo de 26 gráus; mas além d'isso, como tambem já mostrámos, a distribuição do vapor aquoso na atmosphera é tão irregularmente variavel com as alturas, que a sua tensão não pôde ser representada por uma lei de continuidade.

Podemos pois concluir d'estas considerações que a constituição physica da atmosphera—é um problema, a que a philosophia natural não tem podido ainda dar inteira e rigorosa solução.

D'esta ultima decorre ainda outra consequencia — a impossibilidade de determinar exactamente a altura da atmosphera, pelo conhecimento da sua constituição physica. Se esta conclusão se não inferisse logicamente de quanto ha-

vemos dicto, bastaria notar, como prova da sua veracidade, a discordancia dos resultados, que, a tal respeito, apresenta o calculo feito pelos differentes auctores. Montferrier diz, no seu Dictionario de mathematica, que a espessura da atmospherica se avalia ordinariamente em 80:000 metros; fazendo notar que acima d'esta altura deve ainda existir ar atmospherico, com quanto extremamente rarefeito. Mr. Biot dá á atmospherica uma espessura de 40 a 47:000 metros; e ultimamente Mr. Liais, fundando-se em observações d'arcos crepusculares, colloca os limites da atmospherica a 320:000 metros acima do nivel do mar. A discordancia é manifesta.

Como quer que seja, indiquemos, d'uma maneira muito geral, alguns dos methodos empregados na avaliação da altura da atmospherica.

Da fórmula  $L = \frac{\Delta}{R} \times H$ , (pag. 39) deduzimos que esta altura é de 7973,99. Mas como a hypothese, em que este resultado se funda, de ser constante a densidade do ar, é completamente falsa, e tende a contraír os limites da atmospherica, segue-se que o numero achado representa a altura minima.

Por outra parte é claro que a maxima altura deve corresponder ao ponto em que a força centrifuga fôr egual á gravidade: consta da mecanica que esta altura é dada pela fórmula

$$z = R (\sqrt{289 - 1}) = 5,6114. R = 38\ 12\ 9255^m,$$

em que R representa o raio da terra.

É provavel porém, em virtude do decrescimento progressivo da temperatura, que a altura real da atmosphaera seja muito inferior a este limite. Ora procurando a camada atmospherica correspondente a uma pressão igual a um milimetro, teremos assim approximadamente o limite superior da atmosphaera, por quanto sabemos que o mais perfeito vasio que se póde conseguir pela machina pneumatica corresponde a esta pressão. Empregando pois a fórmula de Laplace, a que anteriormente nos referimos, acharemos a altura procurada igual a 42:980 metros, equivalente pouco mais ou menos a 10 leguas de 20 ao gráu.

Vejâmos finalmente como dos phenomenos crepusculares se tem deduzido a altura da atmosphaera.

Quando o sol desce abaixo do horizonte d'um logar, deixa d'esclarecer uma porção da atmosphaera visivel, tanto maior quanto mais baixo estiver o astro luminoso. Ao mesmo tempo os raios solares, reflectindo-se nas camadas aereas da parte esclarecida, diffundem a luz, e formam o crepusculo. Este começa pois no momento em que o sol passa abaixo do horizonte, e termina quando o angulo de depressão d'este astro fôr tal, que os raios tangentes á terra cortem aquelle plano na linha da sua intersecção com a superficie limite da atmosphaera. Assim, ao pôr do sol, deve começar a vêr-se uma especie d'arco apparecer no lado opposto, elevar-se gradualmente, chegar ao zenith, depois descer para o poente, e desaparecer emfim. Este arco, que nos nossos climas difficilmente se percebe, é o limite de separação entre a parte da atmosphaera directamente alumada pelo sol e aquella que sómente recebe a luz reflectida.

Os mesmos phenomenos devem ter logar, mas inversamente, na aurora ou crepusculo da manhã. Tal é a theoria dos mais antigos astrônomos relativamente aos phenomenos crepusculares. O arco de depressão do sol correspondente ao fim do crepusculo da tarde, ou começo da aurora, foi calculado em  $16^{\circ}$  pelo nosso illustre compatriota Pedro Nunes, e hoje os astrônomos dão-lhe, termo medio, o valor de  $18^{\circ}$ . Este calculo funda-se no conhecimento do tempo decorrido desde o pôr do sol até o desaparecimento do arco crepuscular. Devemos ainda notar que a porção da atmosphera situada para cima d'este arco, e directamente esclarecida pelos raios do sol, torna-se por isso um verdadeiro corpo luminoso, e por tanto deve produzir um segundo crepusculo, limitado pelos ultimos raios que pôde enviar o primeiro arco crepuscular. Este segundo crepusculo pôde igualmente produzir um terceiro, e assim indefinidamente, até os raios luminosos se extinguirem nas suas repetidas reflexões. Esta circumstancia, as refrações que soffrem os raios luminosos que atravessam a atmosphera, e a indiciação com que estes phenomenos se manifestam, tornam muito incerto o momento que corresponde á terminação do crepusculo; e por isso não deve merecer grande confiança o methodo proposto pelo celebre Kepler, para deduzir dos phenomenos crepusculares a altura da atmosphera. Para expôr esse methodo com alguma clareza, seria necessario empregar uma figura que não podemos representar aqui, e por isso indicaremos apenas, resumidamente, as bases em que elle assenta.

Imaginemos um plano, que, passando pelo centro C e por

um logar qualquer A da superficie da terra, passe tambem pelo centro do sol. A intersecção do horizonte com a superficie limite da atmosphaera, supposta como a terra perfeitamente espherica, será uma circumferencia: tiremos o raio CA, e outro que prolongado passe pelo ponto B, em que o plano dos centros corta esta circumferencia. O lado  $CB = a$  do triangulo assim formado será evidentemente igual ao raio da terra R, junctamente com a altura da atmosphaera  $x$ : logo  $x = a - R$ ; e como, pela resolução do triangulo ABC, conhecemos  $a$ , teremos assim a altura da atmosphaera, calculada, por este methodo, em 60000 metros. Este resultado, pela sua discordancia com os que precedentemente indicámos, vem confirmar ainda o que então dissemos, e repetimos agora como ultima conclusão: a constituição physica da atmosphaera não póde rigorosamente definir-se; sendo, além d'isso, mal conhecida a sua altura, bem como o verdadeiro estado physico do ar que fórma a sua superficie terminal.

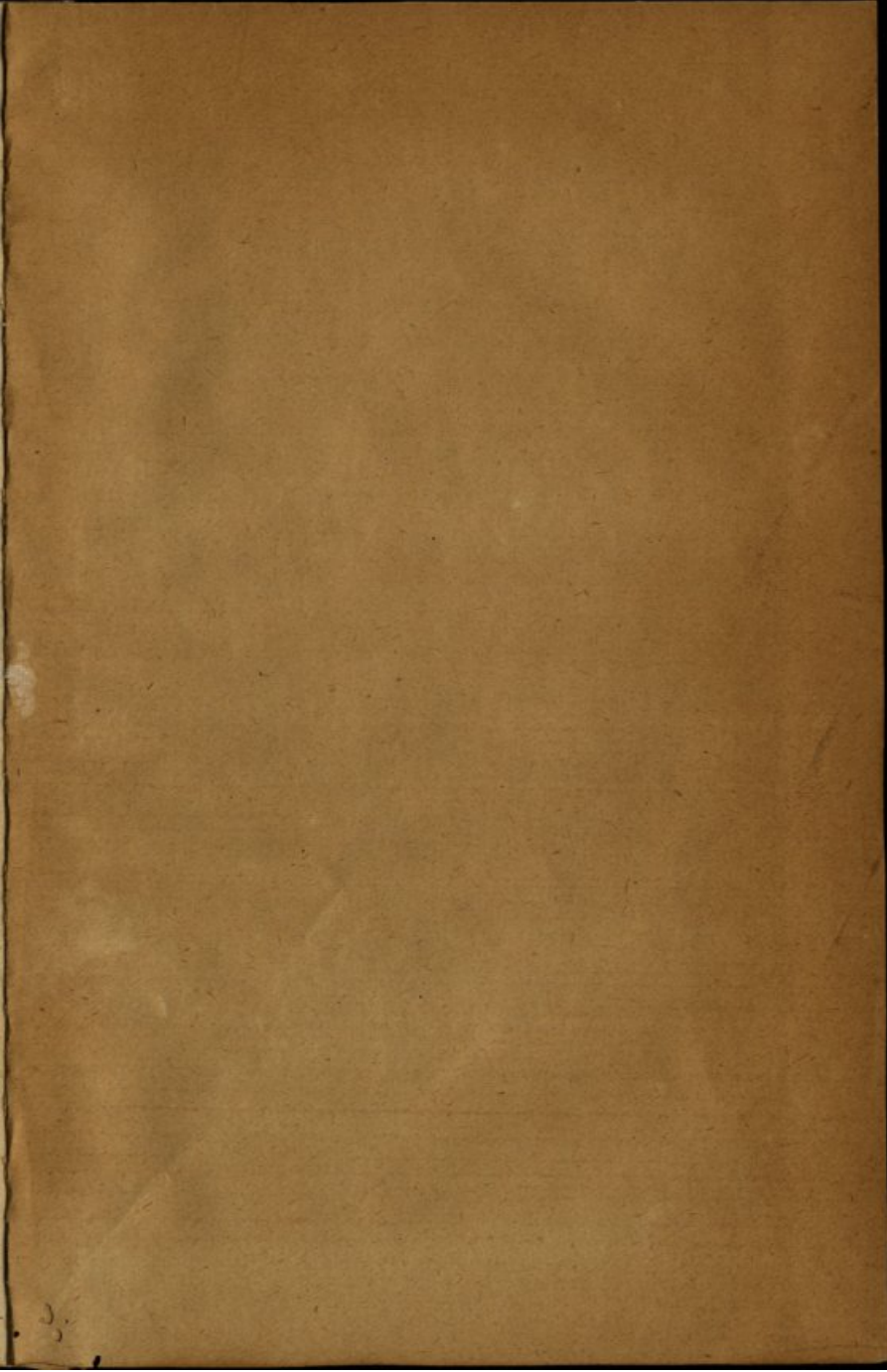
FIM.

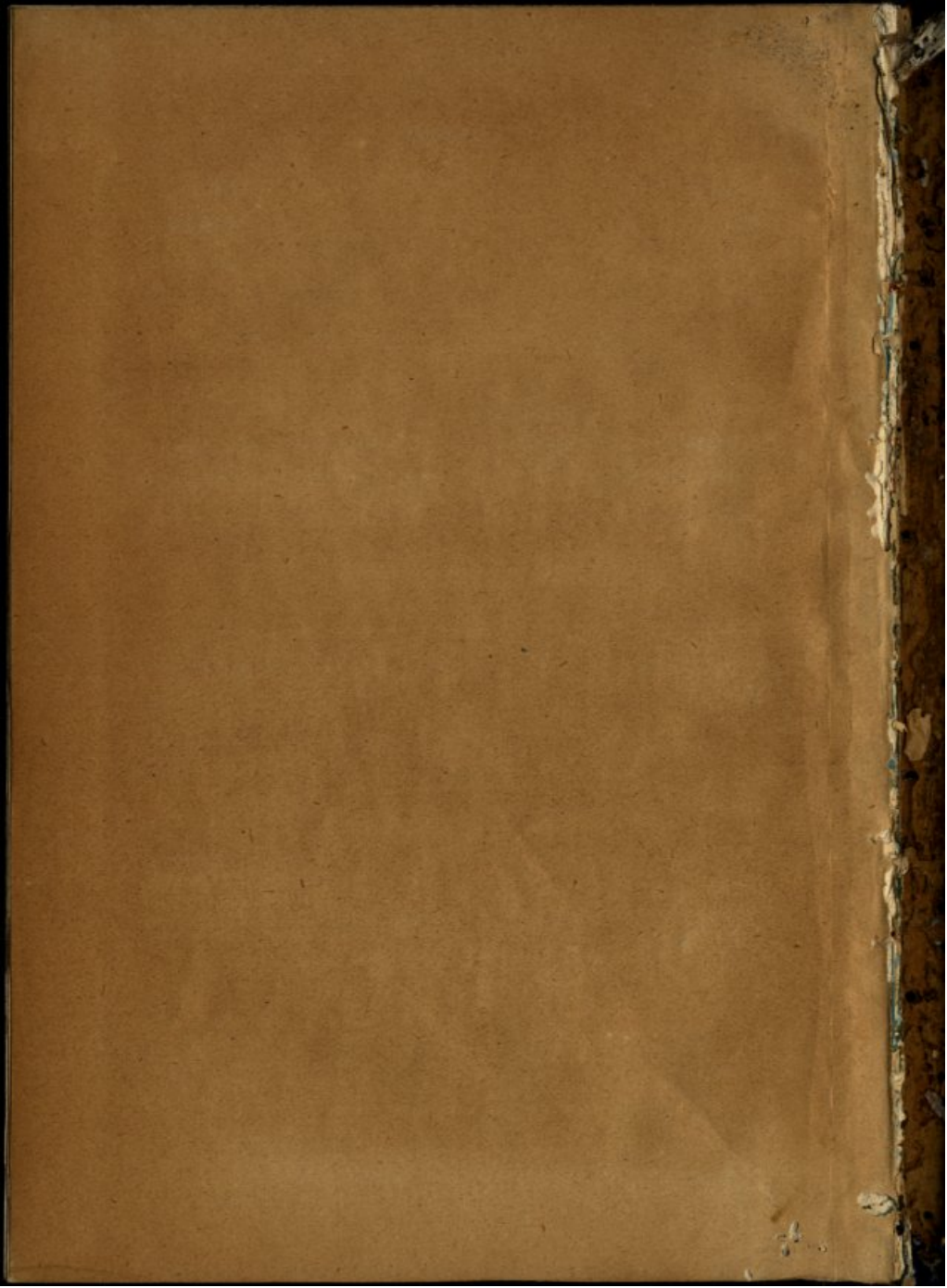
Albino Augusto Giraldo, filho de José Joaquim  
Nunes de Moraes, natural do Porto, defendeu  
Theses sobre 27 de Junho de 1859.

Albino Augusto Giraldo.



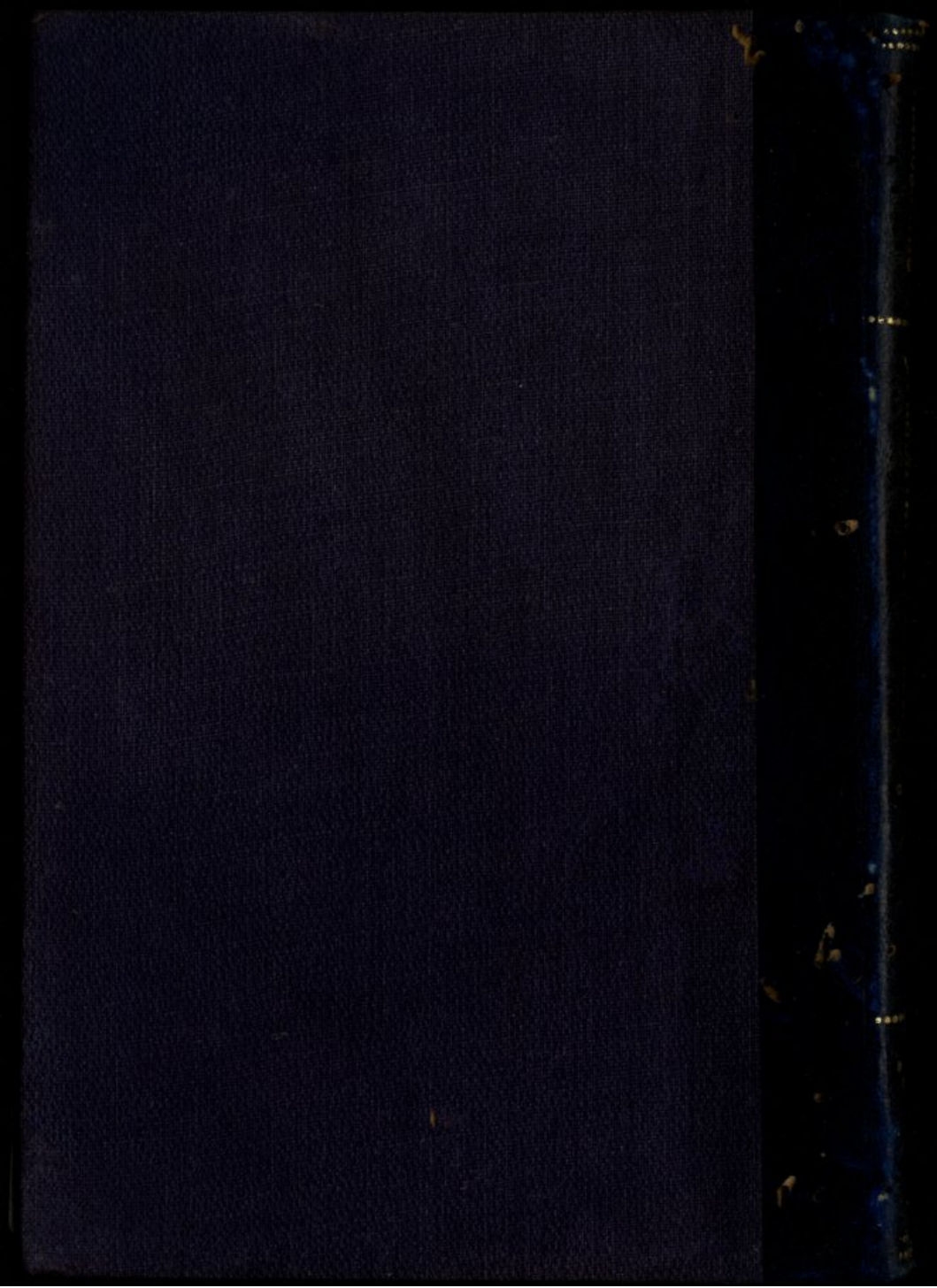








60984 81800



1859

1859

1859

1859

1859

1859

1859

1859

1859

1859

1859

1859

1859

1859

1859

1859

1859

1859

1859

1859

1859

1859

1859

1859

1859

1859

1859