

Werk

Label: Rezension

Ort: Braunschweig

Jahr: 1896

PURL: https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?385489110_0011 | LOG_0456

Kontakt/Contact

[Digizeitschriften e.V.](#)
SUB Göttingen
Platz der Göttinger Sieben 1
37073 Göttingen

✉ info@digizeitschriften.de

Naturwissenschaftliche Rundschau.

Wöchentliche Berichte über die Fortschritte auf dem
Gesamtgebiete der Naturwissenschaften.

Unter Mitwirkung

der Professoren Dr. J. Bernstein, Dr. W. Ebstein, Dr. A. v. Koenen,
Dr. Victor Meyer, Dr. B. Schwalbe und anderer Gelehrten

herausgegeben von

Dr. W. Sklarek.

Verlag von Friedrich Vieweg und Sohn.

Durch alle Buchhand-
lungen und Postanstalten
zu beziehen.

Wöchentlich eine Nummer.
Preis vierteljährlich
4 Mark.

XI. Jahrg.

Braunschweig, 27. Juni 1896.

Nr. 26.

Svante Arrhenius: Ueber den Einfluss der Kohlensäure der Luft auf die Temperatur der Erdoberfläche. (Philosophical Magazine. 1896, Ser. 5, Vol. XLI, p. 237.)

Die Frage, ob die Mitteltemperatur des Bodens von der Anwesenheit eines Wärme absorbirenden Gases in der Atmosphäre beeinflusst werde, ist viel ventilirt und bereits von Fourier dahin beantwortet worden, dass die Atmosphäre wie das Glas eines Gewächshauses wirke, indem sie die hellen Strahlen der Sonne durchlässt, aber die dunkeln Strahlen vom Boden zurückhält. Später jedoch erkannte und unterschied man zwei Arten, wie die Luft Wärme zurückhält, nämlich einmal durch selective Diffusion, die besonders gross ist für die kurzwelligen Strahlen und um so geringer wird, je grösser die Wellenlänge ist, so dass sie für die Strahlen, welche ein Körper bei der Temperatur der Erde ausstrahlt, fast unmerklich ist. Zweitens hält die Luft Wärme zurück durch selective Absorption, die vorzugsweise von dem Wasserdampf und der Kohlensäure der Luft auf die langwelligen und ultrarothten Strahlen des Sonnenspectrums ausgeübt wird und in neuerer Zeit mehrfach untersucht worden ist (vgl. Rdsch. V, 169; IX, 150).

Will man nun ermitteln, inwieweit die selective Absorption der genannten Atmosphärenbestandtheile die Temperatur der Erdoberfläche beeinflusse, so müsste man die Absorption der Wärmestrahlen, die ein Körper von 15° C. (der mittleren Temperatur der Erde etwa) aussendet, durch diejenigen Mengen von Wasserdampf und Kohlensäure, die in der Atmosphäre vorkommen, direct messen. Da nun bisher solche Versuche nicht vorliegen und ihre Ausführung die dem Verf. zur Verfügung stehenden Mittel übersteigen würde, hat er sich anderweitig das für seine Berechnung des Einflusses der selectiven Absorption auf die Erdtemperatur nothwendige Material zu verschaffen gesucht, indem er aus der Abhandlung Langleys „über die Temperatur des Mondes“ (Rdsch. V, 157) die Messungen der Strahlungsintensität in den einzelnen Abschnitten des Spectrums bei verschiedener Höhe des Mondes einer eingehenden Discussion unterzog. Die Temperatur des Mondes ist bekanntlich nahezu dieselbe wie die der Erde und die Mondstrahlen sind, bevor sie zu den Messapparaten

gelangen, je nach der Höhe des Gestirns, durch verschieden dicke Schichten von Kohlensäure und Wasserdampf hindurchgegangen; man kann daher aus diesen Beobachtungen den Absorptionscoefficienten der Atmosphärenbestandtheile für die einzelnen Strahlengruppen berechnen. Aber wenn die Intensität der Strahlen thatsächlich abnimmt mit zunehmender Dicke der Kohlensäure- und Wasserdampfschicht, so kann man doch nur die Kohlensäure proportional der Luftmasse rechnen und als Einheit die von einem verticalen Strahl durchsetzte Menge Kohlensäure nehmen, während der Wasserdampf sowohl der Luftmasse als auch dem Feuchtigkeitsgrade proportional ist; man hat daher als Einheit die von einem verticalen Lichtstrahl durchsetzte Menge Wasserdampf genommen, wenn die Luft an der Erdoberfläche 10 g Dampf im Kubikmeter enthält.

Wenn man nun die Langleyschen Beobachtungen nach den Mengen der Kohlensäure und des Wasserdampfes ordnet, so findet man sehr unregelmässige Reihen, so dass die Regel von der Abnahme der durchgegangenen Wärme mit der Zunahme der absorbirten Mengen viele Ausnahmen zu haben scheint, welche wahrscheinlich, da sie sich stets in verschiedenen Beobachtungszeiten documentirten, mit der Klarheit des Himmels, die dem Auge nicht wahrnehmbar ist, zusammenhängen könnte. Jedenfalls mussten diese Unregelmässigkeiten eliminirt werden und zu diesem Zweck wurden die Beobachtungen in vier Gruppen nach bestimmten Gehalten an Kohlensäure (K) und Wasserdampf (W) getheilt; aus jeder Gruppe wurde der Mittelwerth der Intensität der verschiedenen Strahlenarten genommen, daraus der Absorptionscoefficient für beide Gase berechnet und mit demselben der Werth jeder Beobachtung auf den Werth reducirt, den man haben würde, wenn $K=1,5$ und $W=0,88$ wäre. Die 21 Werthe für die verschiedenen Strahlen wurden dann addirt und so die gesammte Wärmestrahlung für jede Beobachtungsreihe, reducirt auf $K=1,5$ und $W=0,88$, erhalten. Diese Summen mussten gleich sein, wenn das Material ein gleichmässiges ist; und in der That lieferten die Beobachtungen, die zu nahezu gleicher Zeit gemacht worden, auch fast gleiche Werthe, während sie in verschiedenen Zeiten stark differirten. Um nun die

Langleyschen Werthe vergleichbar zu machen, benutzte Verf. die Reductionsfactoren, nachdem er sich überzeugt hatte, dass dadurch kein systematischer Fehler in die Berechnungen eingeführt wird.

Herr Arrhenius erhielt so eine Tabelle der Werthe für die Intensität der Mondstrahlung in den 21 verschiedenen Strahlengattungen, geordnet nach verschiedenen K und W , und konnte mit den beobachteten (reducirten) Werthen Langleys die nach den oben ermittelten Absorptionscoefficienten berechneten Werthe vergleichen. Ein Beispiel möge dies näher erläutern. Wenn ein Strahl, welcher der spectralen Ablenkung $39^{\circ}45'$ entspricht, durch die Einheit der Kohlensäure hindurchgeht, so nimmt seine Intensität im Verhältniss von 1:0,934 ab und der entsprechende Werth für die Einheit des Wasserdampfes ist 1:0,775. Die so ermittelten Absorptionscoefficienten sind jedoch nur gültig für die Bedingungen, unter denen die Beobachtungen gemacht sind (K variierte von 1,1 bis 2,2 und W von 0,3 bis 2,3). Wichtig ist, dass in der Mehrzahl der Fälle die berechneten mit den beobachteten Strahlungsintensitäten übereinstimmen; die Abweichungen betreffen meist solche Strahlen, welche leicht von Wasserdampf absorbiert werden, und dieser Umstand weist darauf hin, dass die Nichtübereinstimmung zurückgeführt werden könne auf Ungleichmässigkeiten der Vertheilung des Wasserdampfes in der Atmosphäre, wie sie auch bei Luftballonfahrten direct haben nachgewiesen werden können, und welche veranlassen, dass die an der Erdoberfläche abgelesene Feuchtigkeit nicht maassgebend ist für die in der Atmosphäre vorhandene Dampfmenge. — Dass die berechneten Absorptionscoefficienten keine grösseren Irrthümer enthalten, schliesst Verf. auch daraus, dass nur sehr wenige Logarithmen derselben ein positives Vorzeichen haben.

Herr Arrhenius hat auch die von ihm berechneten Absorptionscoefficienten mit den für die Absorption der Strahlen durch Kohlensäure und Wasserdampf direct von Paschen (Rdsch. IX, 43, 150) und Angström (Rdsch. V, 169) gemessenen Werthen verglichen und hebt hervor, dass Langley die grösste Sorgfalt seiner Messungen den Mondstrahlen zwischen den Ablenkungswinkeln 36° und 38° , wo sie die grösste Intensität zeigen, widmete, so dass man annehmen darf, dass die berechneten Absorptionscoefficienten für diesen Theil des Spectrums besonders exact sind; und gerade in diesem Theile des Spectrums liegen auch die intensivsten, von der Erde ausgesandten Strahlen.

Mittels der Absorptionscoefficienten lässt sich aus Langleys Werthen der Bruchtheil der von einem Körper bei 15°C . ausgestrahlten Wärme berechnen, der von der Atmosphäre, welche bestimmte Mengen von Kohlensäure und Wasserdampf enthält, absorbiert wird. Will man dies z. B. für die Werthe $K=1$ und $W=0,3$ thun, so nimmt man das Strahlenbündel (Ablenkung 37°), für welches die Messungen von Langley am sorgfältigsten sind, und erhält für diese Strahlung bei $K=1$ und $W=0,3$ die Intensität 62,9; für $K=0$

und $W=0$ findet man dann die Intensität 105. Sodann berechnet man aus Langleys Beobachtungen über die spectrale Vertheilung der Strahlen eines Körpers von 15°C . (Rdsch. I, 95, 385) die Intensität für alle anderen Strahlenarten und findet für die Summe aller Strahlen 37,2 Proc. der Intensität, die man bei $K=0$ und $W=0$ erhält. Da nun die berechneten Absorptionscoefficienten gültig sind für K zwischen den Grenzen 1,1 und 2,25 und für W zwischen 0,3 und 2,22, so kann man für alle Zwischenwerthe von K und W die Intensität der einzelnen Strahlensorten und der Gesamtwärme berechnen, welche unter diesen Umständen durch die Atmosphäre gehen; durch Extrapolation wurden noch die Werthe für K bis 40 und für W bis 10 berechnet, und so eine Tabelle für die Durchlässigkeit einer bestimmten Atmosphäre für die Strahlen eines Körpers von 15°C . gewonnen.

Das Verhalten der dunkeln Strahlen weicht bekanntlich von dem der leuchtenden Sonnenstrahlen ab, von denen zwar die ersten Schichten der Atmosphäre durch selective Absorption ultraviolette Strahlen zurückhalten, die aber dann ungeschwächt die Atmosphäre durchsetzen. Aus den Beobachtungen Langleys (Rdsch. IV, 157) ist nachzuweisen, dass die Sonnenstrahlung keine merkliche Abnahme erleidet, wenn K und W von den Grössen $K=1$ und $W=0,1$ zu höheren Werthen anwachsen.

Noch ein anderer Punkt muss besprochen werden. Haben wir $K=1$ (für den verticalen Strahl) und $W=1$ (für den verticalen), so müssen Strahlen, welche unter einem Winkel von 30° zum Horizont von der Erde ausgehen, die Mengen $K=2$ und $W=2$ durchsetzen. Die verschiedenen, von einem Punkte der Erde ausgehenden Strahlen erfahren also eine verschiedene Absorption, eine um so grössere, je mehr der Strahl von der Senkrechten abweicht. Es fragt sich nun, einen wie langen Weg die Gesamtwärme durch die Atmosphäre machen muss, damit ihr absorbiertes Bruchtheil derselbe ist, wie der absorbierte Bruchtheil der Gesamtmasse der Strahlen, die in verschiedenen Richtungen in den Raum ausstrahlen. Man kann aus der letzten Tabelle den absorbierten Bruchtheil für jeden Strahl und dann die gesammte absorbierte Wärme berechnen und bestimmen, ein wie grosser Bruchtheil der Gesamtstrahlung dies ist. So findet man für das gewählte Beispiel ($K=1$ und $W=1$) den Weg (die Luftmasse) 1,61. Mit anderen Worten, der gesammte absorbierte Theil der ganzen Strahlung ist genau so gross, wie wenn die Gesamtstrahlung die Mengen 1,61 von Wasserdampf und Kohlensäure durchsetzen würde. Diese Zahl hängt von der Zusammensetzung der Atmosphäre ab, so dass sie kleiner wird, je grösser die Menge des Wasserdampfes und der Kohlensäure in der Luft ist. Die berechneten Werthe sind für verschiedene Mengen beider Gase in einer Tabelle zusammengestellt.

Nachdem so über die Absorption der Wärme in der Atmosphäre die erforderlichen Daten gewonnen

sind, ist die Frage zu erörtern, in welcher Weise die Temperatur der Erdoberfläche von dem Absorptionsvermögen der Luft abhängt, wobei die Einwirkung der inneren Erdwärme vernachlässigt und die Wirkung der Luft- und Wasserströmungen sowie die der Bewölkung zunächst nicht berücksichtigt werden soll.

Allgemein wird ein Gleichgewicht zwischen der Temperatur der Erde und derjenigen ihrer Atmosphäre angenommen; die Atmosphäre strahlt also so viel Wärme in den Raum, wie sie theils durch Absorption der Sonnenstrahlen, theils durch Strahlung von der wärmeren Erde und durch aufsteigende Ströme an der Erde durch Contact erwärmter Luft erhalten, während die Erde genau so viel Wärme an den Raum und die Atmosphäre abgibt, als sie von den Sonnenstrahlen durch Absorption gewinnt. Verf. nimmt für seine Betrachtungen das Stefansche Strahlungsgesetz als gültig an, nach welchem die von einem Körper von der Albedo $1 - \nu$ und der absoluten Temperatur T zu einem anderen Körper vom Absorptionscoefficienten β und der absoluten Temperatur Θ ausgestrahlte Wärmemenge $= \nu \beta \gamma (T^4 - \Theta^4)$ ist. Aus dieser Formel ergibt sich, dass die Temperatur der Erde T abhängig ist von dem Absorptionscoefficienten β der Luft; sie nimmt mit diesem zu und zwar um so schneller, je grösser die Albedo ν ist, welche für die feste Erdrinde ohne grossen Fehler gleich 1 genommen werden darf, für Schneefelder $= 0,5$ und für Wasserflächen $= 0,925$ (Zenker) gesetzt wird. Wenn freilich durch eine Temperaturänderung sich die Albedo ändert, wenn z. B. ein Gebiet durch Sinken der Temperatur in ein Schneefeld verwandelt wird, so muss diesem Umstande Rechnung getragen und neben der Aenderung von β auch die von ν berücksichtigt werden. Berechnet man für die Albedo 1 die Aenderung der Temperatur mit der Aenderung von β , wenn man von $T = 273$ und $\beta = 0,70$ ausgeht, so findet man für $\beta = 0,60$ die Temperaturänderung $t = - 5^{\circ} \text{C.}$, für $\beta = 0,80$ $t = + 5,6^{\circ} \text{C.}$, für $\beta = 0,90$ $t = + 11,7^{\circ} \text{C.}$ und für $\beta = 1$ $t = + 18,6^{\circ} \text{C.}$

Der Einfluss der Wolken lässt sich unter Zuhilfenahme der von Teisserenc de Bort ermittelten Vertheilung der Bewölkung über die Erde feststellen. Denn die Wolke wird sich mit der von ihr beschatteten Stelle der Erdoberfläche ins Wärmegleichgewicht setzen und der Effect ihrer Anwesenheit reducirt sich darauf, dass die bewölkten Stellen eine Aenderung ihrer Albedo erfahren. Nimmt man diese an der oberen Fläche der Wolke gleich der Albedo des frisch gefallenen Schnees, und geht man ferner von der Annahme aus, dass die unbewölkten Theile gleichmässig Land und Wasser treffen, so ergibt sich im ganzen rund eine Wirkung der Bewölkung für die Oeane von 60 Proc. und für das Land von 0,25 von der Wirkung der Theile, welche die Albedo 1 besitzen.

Bei der bisherigen Betrachtung war angenommen, dass die Atmosphäre eine Hülle von gleichmässiger

Temperatur sei; da dies nicht der Fall ist, so müssen Correctionen eingeführt werden, um die aus dieser Annahme sich ergebenden Fehler zu beseitigen. Es kommt hierbei wesentlich darauf an, den Temperaturunterschied zu ermitteln zwischen den äussersten Luftschichten, welchen die Strahlung in den Raum zufällt, und den innersten Schichten, welchen die Aufnahme der Erdwärme obliegt. Es würde zu weit führen, auf diese Ableitung einzugehen, und es genüge die Mittheilung, dass Verf. schliesslich zu einer kleinen Tabelle der corrigirten Werthe für die Aenderung der Temperatur gelangt, wenn der feste Boden eine Aenderung seiner Temperatur um 1°C. infolge einer Aenderung von β nach der aufgestellten Formel erleidet; diese corrigirten Werthe sind für $\beta = 0,65, 0,75, 0,85, 0,95$ und 1 , ferner für $\nu = 1, 0,925$ und $0,5$, sowie für Wolken in den Höhen von $0 \text{ m, } 2000 \text{ m}$ und 4000 m berechnet.

Somit hat der Verf. alle erforderlichen Daten gewonnen zur Schätzung der Wirkung einer bestimmten Aenderung des Kohlensäuregehaltes der Luft auf die Temperatur der Erdoberfläche. Zunächst wird der Absorptionscoefficient der Luft aus den für einen bestimmten Ort vorhandenen K und W berechnet; sodann ermittelt man für K_1 den Absorptionscoefficienten β_1 und daraus die entsprechende Temperaturänderung t an der Erdoberfläche, die Temperaturänderung ändert den Wassergehalt und es muss dann β_1 für das veränderte W_1 ermittelt werden, mit dem man dann den Werth t_1 findet.

Herr Arrhenius giebt nun nach Buchans Tafeln eine Tabelle der mittleren Temperaturen der ganzen Erde nach 10 Gradbreiten für diese monatlichen Perioden und fügt denselben die selbst berechneten Werthe der relativen und absoluten Feuchtigkeit hinzu. Mittels dieser Werthe berechnete er die mittlere Temperaturänderung, die sich einstellen würde, wenn die Menge der Kohlensäure von ihrem jetzigen mittleren Werthe ($K = 1$) sich in einen anderen, z. B. in $K = 0,07, 1,5, 2, 2,5$ und 3 ändern würde, diese Rechnung ist gesondert für jeden 10. Parallelkreis und für die vier Jahreszeiten ausgeführt.

Tabelle der mittleren Aenderung der Jahrestemperatur infolge einer gegebenen Aenderung der Kohlensäure der Luft.

Breite	CO ₂ = 0,67	CO ₂ = 1,5	CO ₂ = 2	CO ₂ = 2,5	CO ₂ = 3
70	— 3,10	3,52 ⁰	6,05 ⁰	7,95 ⁰	9,3 ⁰
60	— 3,22	3,62	6,02	7,87	9,3
50	— 3,3	3,65	5,92	7,7	9,17
40	— 3,32	3,52	5,7	7,42	8,82
30	— 3,17	3,47	5,3	6,87	8,1
20	— 3,07	3,25	5,2	6,52	7,52
10	— 3,02	3,15	4,95	6,42	7,3
0	— 3,02	3,15	4,95	6,5	7,35
— 10	— 3,12	3,2	5,07	6,65	7,62
— 20	— 3,2	3,27	5,35	6,87	8,22
— 30	— 3,35	3,52	5,62	7,32	8,8
— 40	— 3,4	3,7	5,95	7,85	9,25

Ein Blick auf diese Tabelle, in welcher hier nur die mittleren Jahreswerthe angegeben sind, während das Original auch die Mittel für die einzelnen Jahres-

zeiten bringt, zeigt, dass der Einfluss auf der ganzen Erde nahezu derselbe ist. Er ist am kleinsten in der Nähe des Aequators und wächst von diesem zu einem flachen Maximum, das um so weiter vom Aequator abliegt, je höher der Kohlensäuregehalt der Atmosphäre ist. Für $K = 0,67$ liegt das Maximum der Wirkung um den 40. Breitengrad, für $K = 1,5$ am 50., für $K = 2$ am 60., und für höhere Werthe von K jenseits des 70. Parallels. Der Einfluss ist im allgemeinen grösser im Winter als im Sommer, mit Ausnahme der Theile, die zwischen dem Maximum und dem Pole liegen. Der Einfluss wird um so grösser sein, je grösser der Werth von ν ist, d. h. im allgemeinen auf dem Lande grösser als auf dem Ocean. Wegen der Bewölkung der südlichen Halbkugel wird die Wirkung dort kleiner sein als auf der nördlichen Halbkugel. Ein Anwachsen der Kohlensäuremenge wird den Temperaturunterschied zwischen Tag und Nacht vermindern. Eine wesentliche secundäre Steigerung der Wirkung wird hervorgebracht, wenn die Albedo durch Ausdehnung und Zurückweichen der Schneedecke sich verändert.

Herr Arrhenius betont besonders, dass die vorstehenden Rechnungen für die Werthe $K = 0,67$ und $K = 1,5$ durch Interpolation aus Langley's Zahlen gefunden wurden, und dass die anderen Zahlen als extrapoliert betrachtet werden müssen.

Man kann nun auch untersuchen, wie gross die Aenderung der Kohlensäure sein muss, um eine bestimmte Temperaturänderung hervorzurufen. Die Zahlen ergeben sich aus der Tabelle. Verf. bemerkt dazu, wenn die CO_2 -Menge von 1 auf 0,67 sinkt, dann beträgt der Temperaturabfall fast ebensoviel wie das Steigen, wenn die CO_2 auf 1,5 zunimmt. Und um ein weiteres Wachsen der Temperatur um $3,4^\circ$ zu erlangen, muss man die CO_2 -Menge bis zu einem Werthe zwischen 2 und 2,5 erhöhen. Die CO_2 -Menge wächst also in geometrischer Progression, wenn die Temperaturzunahme arithmetisch vorschreitet.

An diese Untersuchungsergebnisse knüpft der Verf. eine längere Betrachtung der geologischen Consequenzen, die sich aus denselben ableiten, weil gerade geologische Streitfragen, Discussionen über die Ursache der Eiszeit, die ganze Untersuchung anregt haben.

Aus geologischen Thatsachen steht fest, dass zur Tertiärzeit in den gemässigten und arktischen Zonen eine Thier- und Pflanzenwelt gelebt hat, welche eine viel höhere Temperatur zur Voraussetzung hat, als jetzt in diesen Gegenden herrscht; nach allem scheint damals die Temperatur der arktischen Gebiete 8 bis 9 Grad höher gewesen zu sein als jetzt. Dieser milden Epoche folgte eine Eiszeit, welche mehrere Male von interglacialen Perioden mit einem Klima, wie das jetzige, unterbrochen wurde. Die Spuren der Eiszeiten finden sich weit über die Erdoberfläche verbreitet, und es wird angenommen, dass sie gleichzeitig auf der ganzen Erde stattgefunden haben und dass die Temperatur in jener Zeit 4° bis

5°C. niedriger gewesen sein muss, als sie jetzt ist. Man kann nun die Frage aufwerfen, wie stark muss sich der CO_2 -Gehalt der Luft verändern, damit die Temperatur die Werthe erlangt, die sie in der Tertiär- und Eiszeit hatte?

Eine einfache Rechnung zeigt, dass die Temperatur in den arktischen Gegenden um 8° bis 9°C. steigen wird, wenn die CO_2 auf den 2,5- bis 3fachen Werth steigt; und die Temperatur der Eiszeit würden wir im 50. bis 40. Parallel haben, wenn die Kohlensäure auf 0,62 bis 0,55 ihres jetzigen Werthes sinkt. Auch dass das Klima während der milden Epochen gleichmässiger gewesen, wie die Geologen fordern, ergibt sich aus dieser Theorie, da die geographischen, jährlichen und täglichen Schwankungen abgeschwächt werden, wenn die CO_2 zunimmt und umgekehrt wachsen mit abnehmender Kohlensäure. Die Aenderung der Schneebedeckung wird aber einen sehr bedeutenden, secundären Einfluss ausüben, wie oben ausgeführt worden, ebenso die Bewölkung.

Es drängt sich nun die Frage auf, ob es wahrscheinlich ist, dass solch grosse Schwankungen des CO_2 -Gehaltes der Atmosphäre auftreten, wie sie die Theorie erfordert. Als Antwort giebt der Verf. einen längeren Auszug aus einer Abhandlung des Herrn Högbom über die Kohlensäure der Atmosphäre, welcher die Wahrscheinlichkeit solcher quantitativen Schwankungen ganz sicher nachweist. Högbom hat die berechneten in der Luft vorhandenen CO_2 -Mengen verglichen mit dem C-Gehalt der Organismen, die durch Verbrennung von Kohle erzeugte CO_2 mit der durch Verwitterung der Silicate gebundenen, und schliesslich die Menge der in Mineralien gebundenen mit der freien der Atmosphäre. In letzterer Beziehung zeigt eine oberflächliche Schätzung, dass in dem Kalkstein der Sedimentärschichten etwa 25000mal so viel CO_2 gebunden ist, als die Luft frei enthält. Da nun jedes Molecül CO_2 der Kalksteine einmal ein Bestandtheil der Luft gewesen, und da die Verwitterungsprocesse, durch welche die CO_2 gebunden wurde, in den verschiedenen geologischen Epochen mit verschiedener Intensität verliefen, ist die Wahrscheinlichkeit sehr gross, dass auch die Schwankungen in der Menge der CO_2 sehr gross gewesen, trotz der vielen Compensationseinrichtungen, welche die Natur sowohl bei überschüssiger wie bei mangelnder CO_2 besitzt, um das Gleichgewicht herzustellen. Die Vorgänge, durch welche CO_2 an die Atmosphäre abgegeben wird, sind nämlich: 1) vulkanische Exhalationen; 2) Verbrennung kohlehaltiger Meteoriten; 3) Verbrennung und Verwesung organischer Körper; 4) Zersetzung von Carbonaten; 5) Freiwerden mechanisch in Mineralien eingeschlossener CO_2 ; entzogen wird die CO_2 der Atmosphäre 6) durch Bildung von Carbonaten aus Silicaten beim Verwittern, und 7) durch den Verbrauch der CO_2 durch die Pflanzen; endlich wirkt der Ocean als Regulator der CO_2 der Luft infolge des Absorptionsvermögens des Wassers. Lässt man Nr. 4 und 5 wegen ihrer geringen Bedeutung bei Seite und lässt ebenso 3 und